



Evolution phanérozoïque du Craton Ouest Africain et de ses bordures Nord et Ouest

Rémi Leprêtre

► To cite this version:

Rémi Leprêtre. Evolution phanérozoïque du Craton Ouest Africain et de ses bordures Nord et Ouest. Sciences de la Terre. Université Paris Sud - Paris XI, 2015. Français. NNT : 2015PA112057 . tel-01155163

HAL Id: tel-01155163

<https://theses.hal.science/tel-01155163>

Submitted on 26 May 2015

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITE PARIS-SUD
ÉCOLE DOCTORALE : MIPEGE 534
UMR 8148 GEOPS
Sciences de l'Univers

THÈSE DE DOCTORAT

soutenue le 08/04/2015

par

Rémi LEPRETRE

Evolution phanérozoïque du Craton Ouest Africain et de ses bordures Nord et Ouest

Directeur de thèse :
Co-directeur de thèse :

Jocelyn BARBARAND
Yves MISSENARD

Professeur (UMR GEOPS, Paris-Sud)
Maître de Conférence (UMR GEOPS, Paris-Sud)

Composition du jury :

Président du jury :
Rapporteurs :

Delphine ROUBY
Kerry GALLAGHER
François LEPARMENTIER
Peter JAPSEN
Philippe SARDA

Chargée de recherche (UMR GET, Toulouse)
Professeur (UMR 6118, Université Rennes 1)
Fonction (TOTAL, France)
Fonction (GEUS, Danemark)
Professeur (UMR GEOPS, Paris-Sud)

Examineurs :

Remerciements

L'histoire de cette thèse ne serait pas celle qu'elle est actuellement sans le soutien de nombreuses personnes qui ont été présentes, tant professionnellement que personnellement au cours des ces 3 années et demie de travail.

Mes remerciements vont d'abord à mes directeurs de thèse Yves et Jocelyn, qui ont accepté d'encadrer ce travail de bout en bout. Leurs connaissances et leurs regards sur la géologie marocaine m'ont grandement aidé à saisir les enjeux en ce qui concerne l'évolution à long terme du Maroc. Je me dois également d'adresser de chaleureux remerciements à Cécile, sur tout ce qui concerne l'hélium et ses mystères, qu'elle a tenté d'éclaircir et éclaire à de nombreuses reprises au fil de mes multiples interrogations pendant ces années. De manière générale nos discussions thermochronologiques m'ont véritablement permis d'acquérir un regard que je considère comme « rajeuni » sur des pans entiers de la géologie telle qu'elle peut ou a pu être enseigné jusqu'à présent. Je suis redevable d'avoir pu découvrir ces méthodes qui, je crois, enrichissent et renouvellent de manière révolutionnaire (oui oui) l'étude de la géologie dans de nombreuses régions.

De nombreux collègues - co-thésards - amis ont leur place dans cette liste, à savoir Bertrand, Guillaume, Benjamin, Johan, Omar, Rosella, Anna, Ludovic, Tony, Morgane, Sylvain, Guillaume, Simon, Mélanie 1 et 2, Alice, et tous les autres que j'oublie dans la liste où je suis en train de me perdre...

Enfin, j'ai des pensées toutes particulières pour certain(e)s qui ont pu suivre pas à pas, non seulement la science à l'œuvre mais aussi l'évolution de l'état psychologique qui est associée à la construction d'une thèse pendant ces années ! Un grand merci aux amis parisiens et non-parisiens pour les soirées fort sympathiques qui nous ont tenues pendant ces années, pour les séances de gym suédoise également sans lesquelles je n'aurai probablement jamais survécu ! Merci donc à Marie et son oreille sur-attentive à toutes mes plaintes, Kevin, pour les nombreux litres de boisson dont je tairai le nom ici, Imen, Florent, Agathe, Benoît, Henri, Charlotte, Lionel, Solenn, Claire, Stephanie, et les autres que j'aurai malgré moi oublié ici...

Une pensée particulière va à ma famille, principalement mes parents qui m'ont soutenu depuis tant d'années afin de me laisser pousser jusqu'à ce niveau d'études. Je suis enfin obligé de remercier Isabelle qui a subi et néanmoins réussi à supporter, et l'évolution de la science, parfois brute et pas assez vulgarisée, et l'évolution psychologique de mon cerveau géologisé et stressé sous sa forme la plus brute, un grand merci, et bien plus même.

Enfin, je remercie les personnes impliquées dans l'examen et le jugement de ce travail, à la faveur de la soutenance, à savoir K. Gallagher, D. Rouby, P. Japsen, F. LeParmentier et P. Sarda.

Abstract

The dynamic evolution of cratonic domains remains enigmatic as they are usually considered stable through geological time. In this work, we unraveled the evolution of one of the largest cratonic areas, the West African Craton (WAC), and its northern and western boundaries (Anti-Atlas and Atlantic passive margin, respectively), through low-temperature thermochronology (apatite fission-track and (U-Th)/He thermochronology) and structural geology. The WAC was studied since its boundaries witnessed many different geological settings (platform, distal foreland, passive margin) during the Phanerozoic, making it a good candidate to evaluate the various driving forces acting on the craton.

29 fission-track ages (AFT) and 104 (U-Th)/He (AHe) analyses were processed on 29 samples. The new thermochronological data obtained along a ~1500 km long profile in the WAC, from the Atlantic margin to the eastern part of the Reguibat Shield basement provide evidence for at least two major thermal phases.

First, after a continuous Paleozoic subsidence, the craton records the most important cooling event between Late Jurassic and Early Cretaceous, postdating the onset of the Central Atlantic Ocean spreading. This event is unrelated to the passive margin itself and affected both the craton (up to 800 km inland) and the mobile boundary in the north (Anti-Atlas and High Atlas). It represents kilometer-scale erosion that led to the deposition of thick detrital formations, the red beds, across the whole Saharan platform. This event is not characterized by shortening and is better explained through a mantle-related thermal anomaly during this exhumation. The thermal hypothesis explains the subsequent thermal subsidence undergone by the craton and its north boundary during the Aptian-Albian and the early stages of the Late Cretaceous.

Second, from Late Cretaceous onward, dominant cooling trend has imprinted the thermal histories of the studied region, coevally with the onset of the Africa/Europe convergence. The High Atlas belt in Morocco is an accurate witness of the deformation episodes occurring during Cenozoic times. We determined the precise tectonic schedule in the southern foreland of the belt and compared this evolution with the cratonic one. We show that the first Eocene tectonic event echoes a major craton-scale deformation and results probably from a significant geodynamic change in the convergence zone. The Pliocene-Quaternary phase, well known at the North African scale, is only recorded in the Atlas belt, but might be too recent to have significantly imprinted the thermochronological record inside the craton. Finally, another uplift specific to the Moroccan Atlas Belt during Early to Middle

Abstract

Miocene led to the emplacement of tectonic nappes. This event is not recorded by LTT on the craton and may be restricted to its mobile boundary.

This work demonstrates that, despite the lack of Mesozoic-Cenozoic sediment record that may advocate for a stable geological history, the West African Craton suffered significant epeirogenies during this period. Deep seated processes as well as stress transmission prove to be good candidates to account for these cratonic motions, although further work is needed to unravel the exact contribution of these various processes.

Résumé

La dynamique des cratons reste, encore actuellement, énigmatique dans la mesure où ceux-ci sont souvent considérés comme des domaines stables à l'échelle des temps géologiques. Dans ce travail, nous avons reconstitué l'évolution d'un des plus grands cratons, le Craton Ouest Africain. Nous nous sommes également penchés sur l'étude de ses bordures nord et ouest (Anti-Atlas et marge atlantique respectivement). Cette étude utilise les méthodes de thermochronologie basse-température (traces de fission et (U-Th-Sm)/He sur apatite) ainsi que la géologie structurale. Le choix de ce craton est justifié par les multiples contextes géologiques dont témoignent ses bordures au cours du Phanérozoïque (plateforme, avant-pays distal, marge passive). Ces contextes variés au cours du temps en font donc une cible idéale pour évaluer l'influence des diverses forces susceptibles d'affecter le craton.

29 âges AFT et 104 analyses AHe ont été produits sur 29 échantillons. Des données thermochronologiques inédites ont été obtenues le long d'un transect d'environ 1500 km sur le nord du craton, depuis la marge atlantique à l'Ouest jusqu'à l'Est du bouclier Reguibat. Ces données révèlent l'existence d'au moins deux phases majeures de refroidissements.

Tout d'abord, suite à une subsidence importante au cours du Paléozoïque, le craton enregistre un refroidissement important entre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur, postérieurement à l'ouverture de l'Atlantique Central. Cet événement n'est pas directement lié aux seuls processus affectant les marges passives puisque non seulement la marge est affectée, mais aussi l'intérieur du craton (jusque 800 km à l'intérieur des terres) et le domaine mobile non-cratonique au Nord. Ce refroidissement traduit une phase d'exhumation kilométrique qui permet alors le dépôt d'une épaisse séquence détritique sur la plateforme saharienne. L'hypothèse d'un raccourcissement comme explication n'est pas valide et l'hypothèse d'une anomalie thermique mantellique à cette époque rend mieux compte de cet événement d'érosion majeur. L'hypothèse thermique possède un autre avantage : celui de rendre compte du réchauffement qui suivit à l'Apté-Albien et au début du Crétacé supérieur, à la fois par le craton mais aussi par ses bordures, par le biais de la subsidence thermique.

Deuxièmement, à partir du Crétacé supérieur, la tendance générale est au refroidissement dans toute la région étudiée, synchrone avec l'initiation de la convergence Afrique/Europe. La chaîne du Haut Atlas au Maroc représente à ce moment un témoin privilégié des déformations se produisant pendant le Cénozoïque. Nous avons déterminé un calendrier tectonique précis dans l'avant-pays méridional de la chaîne, afin d'avoir un point de comparaison avec l'enregistrement cratonique.

Ainsi, une première phase tectonique se déroule à l'Eocène supérieur. Celle-ci fait écho à un événement de déformation de plus grande échelle qui affecte toute le craton, résultant sans doute d'une réorganisation de grande ampleur dans la dynamique de la convergence. La phase récente Plio-Quaternaire est bien décrite à l'échelle de l'Afrique du Nord dans la chaîne Atlasique, mais pourrait s'avérer trop récente pour pouvoir être décelée par nos thermochronomètres à l'intérieur du domaine cratonique. Enfin, une phase de soulèvement spécifique au domaine atlasique marocain est enregistrée pendant le Miocène inférieur-moyen et met en place des nappes dans la chaîne. Les thermochronomètres basse-température ne la détectent pas à l'intérieur du craton, et elle pourrait donc être géographiquement restreinte au domaine atlasique.

Ce travail a démontré que l'absence de sédiments au cours du Méso-Cénozoïque, qui en première approche font de ce craton une zone dite « stable », occulte une réalité géologique autre, faite de la succession de plusieurs phases épeirogéniques. Une évaluation des processus à l'œuvre permet de proposer que les phénomènes mantelliques ainsi que les transferts de contraintes sont des acteurs majeurs à l'origine de ces mouvements. Néanmoins, la juste contribution de chacun de ces processus nécessite encore un travail approfondi.

Tables des matières

Remerciements	5
Abstract	7
Résumé	9
Tables des matières	11
I. Introduction.....	17
I.1. Etat des lieux sur la dynamique des cratons	17
I.2. Le Craton Ouest Africain : caractéristiques et limites de la région d'étude.....	22
II. Contexte géologique	27
II.1. Le Bouclier Reguibat.....	28
II.2. Les bassins intracratoniques de Tindouf et Taoudeni	31
II.2.A. Stratigraphie du Précambrien et du Paléozoïque	31
II.2.B. Les déformations varisques.....	34
II.2.C. Stratigraphie méso-cénozoïque	36
II.3. Le bassin de Tarfaya-Laayoune-Dakhla (Tarfaya-Laayoune-Dakhla Basin : TLDB)	44
II.3.A. Substratum anté-mésozoïque.....	45
II.3.B. Les formations méso-cénozoïques.....	45
II.4. L'Anti-Atlas	49
II.4.A. Le Précambrien de l'Anti-Atlas.....	49
II.4.B. Le Paléozoïque.....	50
II.4.C. Le Méso-Cénozoïque	50
II.5. Le domaine alpin : le Haut Atlas marocain.....	52
II.5.A. Evolution pré-orogénique du Haut Atlas marocain	52
II.5.B. Evolution orogénique du domaine atlasique	54
III. La thermochronologie basse température (TBT) sur apatite.....	63
III.1. Principes de la TBT et thermochronomètres	63
III.2. La méthode des traces de fission sur apatite.....	64
II.2.A. Principe et méthode AFT.....	65
III.2.B. Les longueurs de traces et le rôle de la chimie des apatites dans leur cicatrisation	67
III.3. Méthode (U-Th-Sm)/He sur apatite	70
III.3.A. Détermination de l'âge (U-Th)/He (AHe)	70
III.3.B. Diffusion de l'hélium dans l'apatite	72

III.4. Utilisation combinée des deux méthodes	79
III.5. Utilisations et limites de la TBT sur apatite	82
III.5.A. Interprétations directes des histoires thermiques.....	82
III.5.B. Méthodologie des modélisations thermiques	84
IV. Evolution du Nord du COA : Etude de thermochronologie basse température sur le Bouclier Reguibat	91
IV.1. Evolution phanérozoïque du domaine occidental du Bouclier Reguibat.....	92
IV.1.A. Précisions sur la démarche de modélisation adoptée dans l'article n°1	92
IV.1.B. Post-rift history of the eastern Central Atlantic passive margin: insights from the Saharan region of South Morocco (article n°1).....	105
IV.2. Evolution phanérozoïque du domaine central du Bouclier Reguibat	138
IV.2.A. Problématique	139
IV.2.B. Résultats TBT pour le domaine central du Bouclier Reguibat	139
IV.2.C. Stratégie pour les modélisations thermiques	144
IV.2.D. Résumé des principaux résultats	156
IV.2.E. Origine du matériel érodé pendant la phase d'exhumation Jurassique supérieur/Crétacé inférieur	158
IV.3. Evolution phanérozoïque du domaine oriental du Bouclier Reguibat.....	168
IV.3.A. Résultats AFT et AHe pour le massif du Yetti-Eglab.....	169
IV.3.B. Modélisations thermiques	171
IV.3.C. Résumé et discussion	176
V. Evolution de l'extrémité nord du COA : apports des études de l'Anti-Atlas et du Haut Atlas	179
V.1. Un domaine de transition : l'Anti-Atlas.....	179
V.2.A. Echantillon de Bou Azzer	180
V.2.B. Echantillon du Draa	183
V.2.L'avant-pays sud du Haut Atlas de Marrakech dans la région d'Imini.....	186
V.2.A. The three main steps of the Atlas building in Morocco: structural evidences from the southern foreland, Imini area (article 3)	186
V.2.B. Synthèse des données TBT dans le Haut Atlas de Marrakech	218
VI. Discussion	223
IV.1. Evolution du Bouclier Reguibat et des bassins adjacents au cours du Phanérozoïque	223
IV.1.A. Vue générale des résultats de TBT sur le Bouclier Reguibat	223
VI.1.B. Evolution anté-crétacé du Bouclier Reguibat	225
VI.1.C. Le « Continental Intercalaire » dans le Sahara occidental et central	229
VI.1.D. Le Crétacé supérieur et le Cénozoïque	234

VI.2. De la déformation des marges passives : comparaison avec la marge conjuguée nord-américaine	236
VI.3. Evolution du Nord du COA et du domaine atlasique pendant le Phanérozoïque	240
VI.3.A. Résumé sur le Paléozoïque	242
VI.3.B. Du Trias au Jurassique supérieur	243
VI.3.C. La phase Jurassique supérieur/Crétacé inférieur	245
VI.3.D. De l'Apto-Albien à l'actuel	249
VI.4. Contrôles des mouvements cratoniques	258
VI.4.A. Exhumation Jurassique supérieur/Crétacé inférieur	258
VI.4.B. Du Crétacé supérieur à l'actuel.....	259
VII.Conclusion.....	263
VII.1. Résultats et apports du travail	263
VII.2. Perspectives	265
Bibliographie.....	267
Table des figures.....	305
Annexes	319
Annexe 1: Résumé tectono-stratigraphique du COA	320
Annexe 2: Données AFT pour le Bouclier Reguibat ¹	321
Annexe 3 : Fiches individuelles des échantillons AFT	325
Annexe 4: Données AHe pour le Bouclier Reguibat ¹	354
Annexe 5 : Données supplémentaires – article n°1	359
Annexe 6: Rapports isotopiques des datations U-Pb.....	380
Annexe 7: Âges U-Pb corrigés (Glitter).....	398
Annexe 8: Données TBT pour l'Anti-Atlas ¹	407
Annexe 9: Article publié dans <i>Geological Magazine</i>	408

Partie 1

INTRODUCTION

I. Introduction

Ce travail a pour objectif de caractériser l'évolution géologique d'un domaine cratonique, classiquement considéré comme stable, et de comparer son évolution à celle de ses bordures (qui peuvent être des marges actives, passives, ou résider au sein d'un bloc continental). L'établissement d'un lien entre enregistrements géologiques dans des zones « stables » par opposition aux bordures plus « mobiles » est mené afin de déterminer si les conditions aux limites des cratons sont en mesure d'influencer l'enregistrement géologique à l'intérieur de ceux-ci. Cette étude pose également la question du couplage mécanique qui peut exister entre des blocs lithosphériques de nature variée soumis à des contraintes similaires liées à la géodynamique globale. La zone d'étude choisie est le Craton Ouest Africain et ses bordures, occidentale (marge passive atlantique) et septentrionale (domaine Atlasique au Maroc).

I.1. Etat des lieux sur la dynamique des cratons

Un craton est défini comme une lithosphère continentale ancienne (précambrienne), possédant une topographie souvent peu élevée (quelques centaines de mètres), une croûte continentale épaisse (35-40 km) ainsi qu'une racine lithosphérique profonde (~200 km). Ces cratons résultent de l'accrétion de blocs ("terrane") lors d'anciennes orogénèses, et forment actuellement des noyaux continentaux, qui ont survécu pendant plusieurs centaines de millions d'années depuis leur formation, et apparaissent peu déformés depuis leur accrétion. Longtemps considérés comme stables, eu égard à leur longévité, la question de leur dynamique propre a commencé à être posée à partir de travaux géologiques de la deuxième moitié du XX^{ème} siècle, principalement effectués sur le craton nord-américain (Sloss, 1963, 1988 ; Sloss et Speed, 1974 ; Bunker et al., 1988 ; Gurnis, 1992 ; Burgess et Gurnis, 1995). Par exemple, Burgess et Gurnis (1995) ont notamment mis en évidence l'existence de divergences entre les variations eustatiques et l'enregistrement sédimentaire à l'intérieur des terres, montrant par ce biais que la nature et la répartition des sédiments à l'intérieur du continent ne pouvaient pas se résumer à la seule influence de l'eustatisme. A la surface de la Terre, les cratons témoignent de contextes géologiques variés (Fig. I-1). Les domaines cratoniques peuvent en effet se situer en domaine continental stable au sein d'une plaque (e.g. le craton Slave en Amérique du Nord ; Flowers et al., 2012), être inclus dans des domaines orogéniques comme c'est le cas pour la chaîne plissée d'avant-pays varisque au Maroc dans l'Anti-Atlas (Burkhard et al., 2006), ou

Introduction

bien en Australie centrale (Lambeck, 1983). Ils peuvent également constituer une portion de marge passive (e.g. Craton Brésilien, ou bien Craton Ouest Africain dans cette étude). Cette diversité des contextes géologiques dans lesquels se trouvent les cratons fait donc de ceux-ci des cibles idéales pour discuter du lien entre leur évolution propre et les forces aux limites qui s'y appliquent.

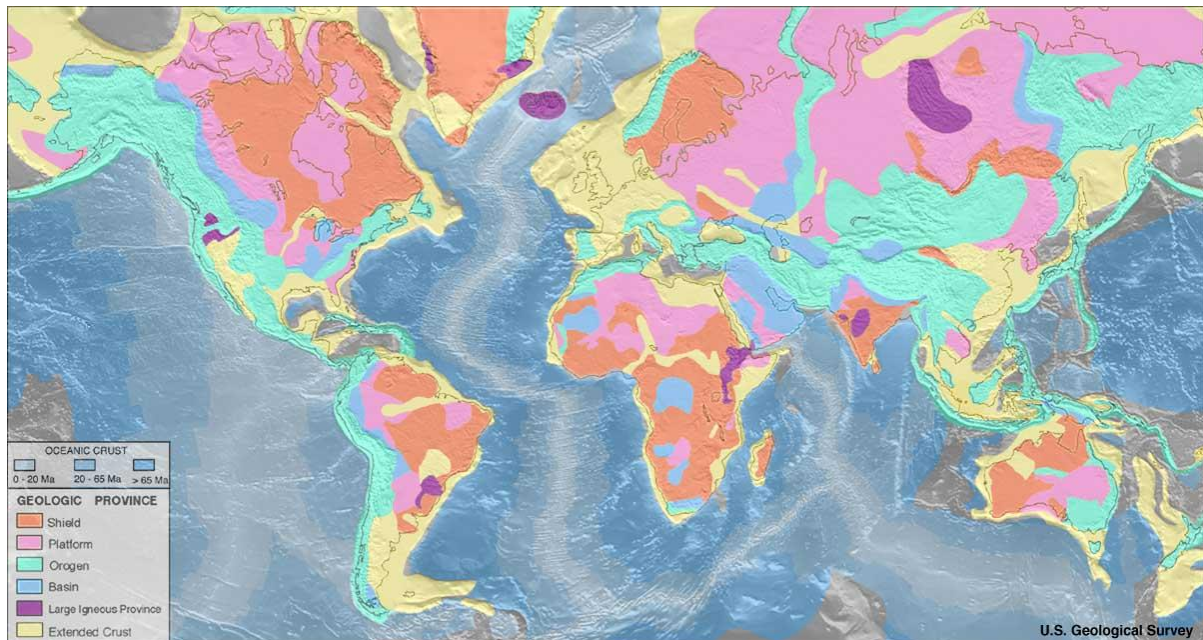


Figure I-1 : Carte géologique du monde (d'après l'USGS). Les cratons et leur plateforme apparaissent en rouge et rose.

La dynamique propre aux cratons est plus discrète que sur les lithosphères continentales plus jeunes, la forte rigidité de la lithosphère ne permettant que rarement des déformations tangentielles importantes. Elle se traduit principalement par des mouvements verticaux ayant une amplitude peu importante : par exemple, leurs propriétés mécaniques les rendent faiblement déformables et en cas de déformation suite à des contraintes horizontales, celles-ci vont se traduire par des structures de grandes longueurs d'ondes (500-700 km) qui apparaîtront dans l'enregistrement géologique comme des « mouvements verticaux » de relativement faible ampleur (Lambeck, 1983 ; Stephenson et Lambeck, 1985 ; Ziegler et al., 1995 ; Cloetingh et Burov, 2011).

L'usage de l'expression « mouvement vertical » dans ce travail traduira soit, un mouvement « vers le bas », *i.e.* de la subsidence et une charge sédimentaire à même de provoquer l'enfoncement de sa surface, soit un mouvement « vers le haut », caractérisé par de l'érosion et de l'exhumation. Les mécanismes précis à l'origine de ces mouvements verticaux ne sont cependant pas très bien connus, et sont spécifiques à chacun des cratons. En effet, dans la mesure où leurs âges diffèrent, les lithosphères cratoniques possèdent des caractéristiques physiques et chimiques propres, qui vont ajouter de la complexité au contexte géologique particulier. Le comportement des cratons a été décrit par Burgess (2008) de la façon suivante « les processus tectoniques qui affectent les cratons

sont épirogéniques, et ne résultent pas directement des phénomènes qui se produisent au niveau des marges actives ». Classiquement, orogénèse et épirogénèse sont opposées de fait, l'épirogénèse représentant un cas de bombement régional/continental à grande longueur d'onde qui ne présume pas du mécanisme, alors que l'orogénèse traduit une création de topographie sous l'effet de contraintes compressives.

Ces deux types de mouvements verticaux provoquant soit un enfouissement, soit un soulèvement ont été discutés dans plusieurs études :

- (1) Au sujet des mouvements verticaux menant à de l'enfouissement, ces problématiques sont bien illustrées dans le cas des bassins intracratoniques. Les mécanismes permettant d'expliquer une subsidence continue sur du très long terme, et permettant d'accumuler plusieurs kilomètres de sédiments en domaine intracratonique, sont débattus. Plusieurs mécanismes ont été évoqués : la mise en place d'un régime d'extension lent générant des taux de déformation très faibles mais continu sur de longues périodes (Armitage et Allen, 2010) ; des changements de densité dans la croûte inférieure (Artyushkov et al., 2008 ; Downey et Gurnis, 2009) ; la relaxation thermique suivant le remplacement de matériel mantellique relativement froid par un manteau plus chaud (Kaminsky et Jaupart, 2000 ; Hanne et al., 2004) ; des upwellings magmatiques qui focaliseraient l'extension dans ces zones (Stel et al., 1993). Armitage et Allen (2010) proposent également que l'extension qui affecte ces bassins résulterait des événements de fragmentation des supercontinents, l'ensemble des masses continentales subissant alors des épisodes de mise en tension à l'échelle des plaques toutes entières (Gurnis, 1988 ; Coblenz et Sandiford, 1994 ; Carminati et al., 2009). Enfin, les flux mantelliques peuvent également provoquer des mouvements verticaux menant à l'enfouissement, par le biais de la "topographie dynamique" (Pysklywec et Mitrovica, 1998, 1999 ; Zhang et al., 2012 ; Flament et al., 2013).
- (2) Les mécanismes à l'origine de mouvements verticaux provoquant des soulèvements de la lithosphère ont été encore plus débattus. En effet, il est difficile de déterminer de façon précise l'amplitude d'un soulèvement dans la mesure où l'érosion peut déblayer entièrement la couverture sédimentaire (mettant à nu le socle et empêchant ainsi des estimations fiables). La cause généralement évoquée est liée à des flux mantelliques et aux perturbations thermiques associées, *i.e.* la topographie dynamique (Braun, 2010). Ces flux peuvent être responsables de soulèvements à grande longueur d'onde, comme en attestent les légers pendages de séries sédimentaires à l'échelle continentale

retrouvés en Amérique du Nord, pendages qui ont été expliqués par la perturbation des flux engendrée par la subduction au niveau de la marge ouest de la plaque américaine (Mitrovica et al., 1989 ; Gurnis, 1992 ; Burgess et Gurnis, 1995). D'autre part, la topographie dynamique s'illustre de façon plus spectaculaire encore dans le cas des « hot spots », où de larges remontées mantelliques provoquent la mise en place de bombements (Lithgow-Bertelloni et Silver, 1998 ; Guillou-Frottier et al., 2012). Ces « upwellings » mantelliques trouvent une expression à très grande échelle dans le cas de la création de supercontinents : en effet, les masses continentales agglomérées focalisent les upwellings mantelliques à l'aplomb de leur emplacement en surface. Cette focalisation des upwellings, qui produit également des anomalies thermiques, peut aboutir au démantèlement des supercontinents (Bobrov et al., 1999 ; Trubitsyn et al., 2003). Ces derniers cas sont des exemples typiques d'une dynamique verticale affectant le manteau lithosphérique tandis que le cas de la subduction vu précédemment est davantage à relier à des phénomènes « horizontaux », en relation plus directe avec la tectonique des plaques. Des modèles encore plus globaux ont été proposés pour prédire ou reconstituer les mouvements liés à la topographie dynamique, mettant en jeu un modèle globale de convection du manteau en relation avec les processus qui agissent aux frontières de plaques, et qui perturbent ce flux (Zhang et al., 2012).

Enfin, en excluant la dynamique mantellique, des auteurs ont proposé que des modifications géochimiques des racines cratoniques puissent contribuer aux mouvements verticaux (*e.g.* en Afrique du Sud, voir de Wit, 2007). Cet effet de changement de composition mènerait principalement à des soulèvements ou « uplifts ». Une étude récente de Stanley et al. (2013) propose que le métasomatisme de la lithosphère sud-africaine soit corrélé à sa principale phase d'exhumation mésozoïque.

- (3) Enfin, des hypothèses faisant appel à des processus plus « horizontaux » ont été proposées pour rendre compte de déformations significatives à distance des marges actives et qui peuvent s'appliquer aux cratons. De fait, malgré des mouvements cratoniques qui seraient essentiellement liés à des phénomènes profonds mantelliques, existe aussi la possibilité de génération de relief (positif ou négatif) en réponse à des contraintes « horizontales » lithosphériques. Ce mécanisme de plissement à l'échelle de la lithosphère découle du fait que des contraintes peuvent être exercées à l'intérieur des plaques (Richardson et al., 1979 ; Zoback, 1992 ; Van der Pluim et al., 1997). Il a par exemple été proposé par Ziegler (1987) et Ziegler et al. (1995, 1998) pour rendre compte des déformations de l'Europe alpine ou encore par Cloetingh et al. (2002) pour expliquer

les reliefs de la microplaque ibérique. Ce mécanisme permet ainsi même d'expliquer des inversions tectoniques de structures très éloignées du front et de la marge active convergente (à plus de 1300 km). Dans une synthèse sur les différents types de plis pouvant affecter la lithosphère, Cloetingh et Burov (2011) montrent que le type de plissement varie selon l'âge tectonothermique de celle-ci.

Dans ce manuscrit, je traiterai du cas de la partie nord du Craton Ouest Africain. Ce dernier est limité au Nord par un domaine « mobile » alpin, le Haut Atlas (Fig. I-2), et à l'Ouest par un autre domaine « mobile » que constitue la marge passive atlantique. L'ensemble de cette région ainsi constituée d'un noyau stable entouré de zones mobiles subit depuis la fin du Crétacé inférieur la convergence associée à la remontée de l'Afrique vers l'Europe (Rosenbaum et al., 2002). Cette région est donc un bon candidat pour confronter la dynamique de blocs lithosphériques de natures différentes en réponse à des conditions aux limites variées.

I.2. Le Craton Ouest Africain : caractéristiques et limites de la région d'étude

Le Craton Ouest Africain (COA) est l'un des trois grands cratons africains. Il résulte de l'assemblage de socles archéen et paléoprotérozoïque qui affleurent en deux larges bandes d'orientation Est-Ouest (Fig. I-2). Ces deux « boucliers » sont le Bouclier Reguibat et le Bouclier Man-Leo au Sud. Ils sont séparés par le vaste bassin précambrien intracratonique de Taoudeni. A l'extrême Nord du craton se trouve l'Anti-Atlas, qui représente l'extrémité septentrionale du COA. L'Anti-Atlas

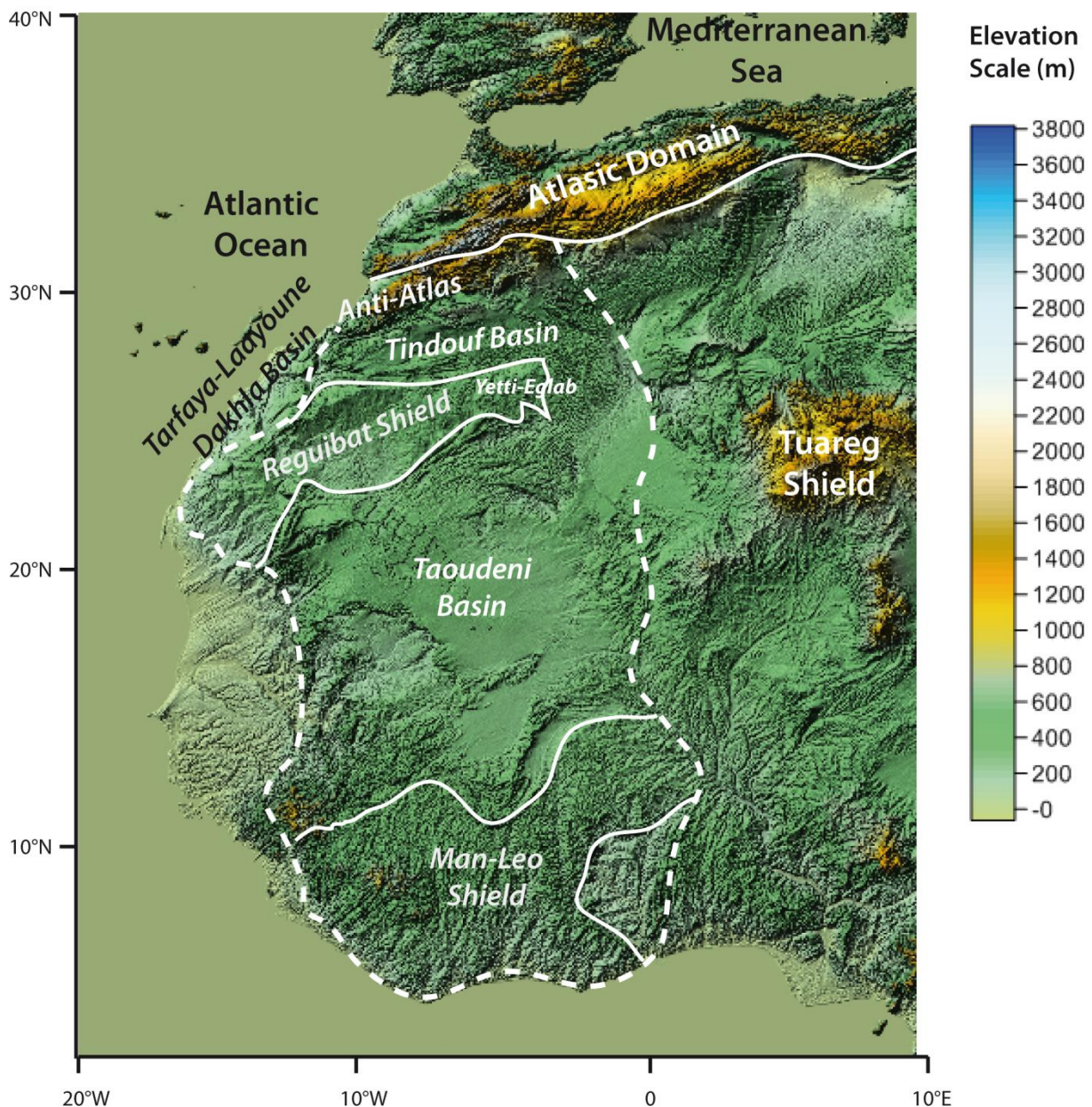


Figure I-2 : Modèle Numérique de Terrain pour l'Afrique de l'Ouest. La topographie est relativement plane, généralement inférieure à 600 m sur l'ensemble du COA. Des exceptions cependant existent dans l'Anti-Atlas au Nord, à proximité du domaine Atlasique et dans le Bouclier de Man-Leo au Sud. A l'opposé, des zones de hautes altitudes existent tout de même en Afrique de l'Ouest, mais hors du COA, comme c'est le cas du Bouclier Touareg qui présente une haute topographie (jusque 3000 m). La ligne blanche tiretée montre les limites du COA.

est séparé du Bouclier Reguibat par le second bassin intracratonique du COA, le bassin paléozoïque de Tindouf. Le COA se présente comme une zone à faible relief, quel que soit l'endroit (Fig. I-2) mais peut atteindre localement des altitudes d'environ 1000 m dans sa partie sud (Bouclier Man Leo, Fig. I-2). Pour ce travail sur la partie nord du COA, le Bouclier Reguibat présente *a contrario* une topographie très plate, dont les altitudes moyennes s'échelonnent entre 300 et 400 m (à l'exception de la région du massif Yetti-Eglab à l'Est, dont certaines zones atteignent jusque 500 m ; Fig. I-2).

L'histoire géologique du COA est relativement bien connue malgré quelques zones d'ombre, auxquelles ce travail va apporter des éclairages. Par rapport à la thématique proposée du lien entre le craton et ses bordures, la longue histoire géologique du COA et les contextes géologiques subis par ses bordures au cours du temps, font de cette région un choix judicieux pour tenter de comprendre et déchiffrer les interactions entre le craton et les phénomènes se déroulant aux bordures. Dans cette étude, le COA ne sera pas étudié dans son ensemble. La focale sera placée sur le Nord, et principalement sur le Bouclier Reguibat ainsi que les bassins qui l'entourent, *i.e.* les bassins intracratoniques de Tindouf et Taoudeni ainsi que le bassin côtier de Tarfaya-Laayoune-Dakhla (Fig. I-2). L'Anti-Atlas plus au Nord, sera aussi considéré dans cette étude, puisque constituant l'extrémité nord du COA. La dynamique du craton a été reconstituée à l'aide de la thermochronologie basse température sur apatite. Ces méthodes (traces de fission et (U-Th-Sm)/He) permettent de reconstruire des histoires thermiques dans les 3-4 premiers kilomètres de la croûte. Ces histoires thermiques sont ensuite traduites en termes de mouvements verticaux (subsidence/exhumation). Ces méthodes sont indispensables dans des régions telles que les cratons, où ne subsistent souvent que peu de témoins sédimentaires, comme c'est le cas pour le Bouclier Reguibat et l'Anti-Atlas, quasiment dénués de sédiments méso-céozoïques. Je m'appuierai également sur une étude structurale menée dans le Haut-Atlas de Marrakech afin de réaliser une comparaison chronologique des différentes étapes enregistrées sur le craton et au niveau de cette bordure mobile.

Je montrerai dans ce travail que la stabilité du COA s'avère toute relative au cours du Méso-Cénozoïque ponctuée de plusieurs épisodes de dénudation et de subsidence d'ordre kilométrique. Ces événements sont quantifiés (amplitude et extension géographique et temporelle) et discutés à la lumière du contexte géodynamique global.

Partie 2

LE CRATON OUEST AFRICAIN ET SES BORDURES CONTEXTE GEOLOGIQUE

II. Contexte géologique

Je présente dans ce chapitre des éléments sur la géologie du Craton Ouest Africain (COA ; Fig. II-1) et ses bordures. Après avoir présenté l'état des connaissances sur le Bouclier Reguibat (Fig. II-2), je me concentrerai sur les bassins qui l'entourent, avec Tindouf au Nord et Taoudeni au Sud. Au Nord, je présente également l'Anti-Atlas, chaîne de chevauchement-plissement d'âge varisque, avant de fournir une brève description du Haut-Atlas au Maroc. En annexe 1 est fournie une figure résumant l'évolution géologique de la région pendant le Phanérozoïque, avec une stratigraphie générale ainsi que les principaux événements géodynamiques affectant cette région.

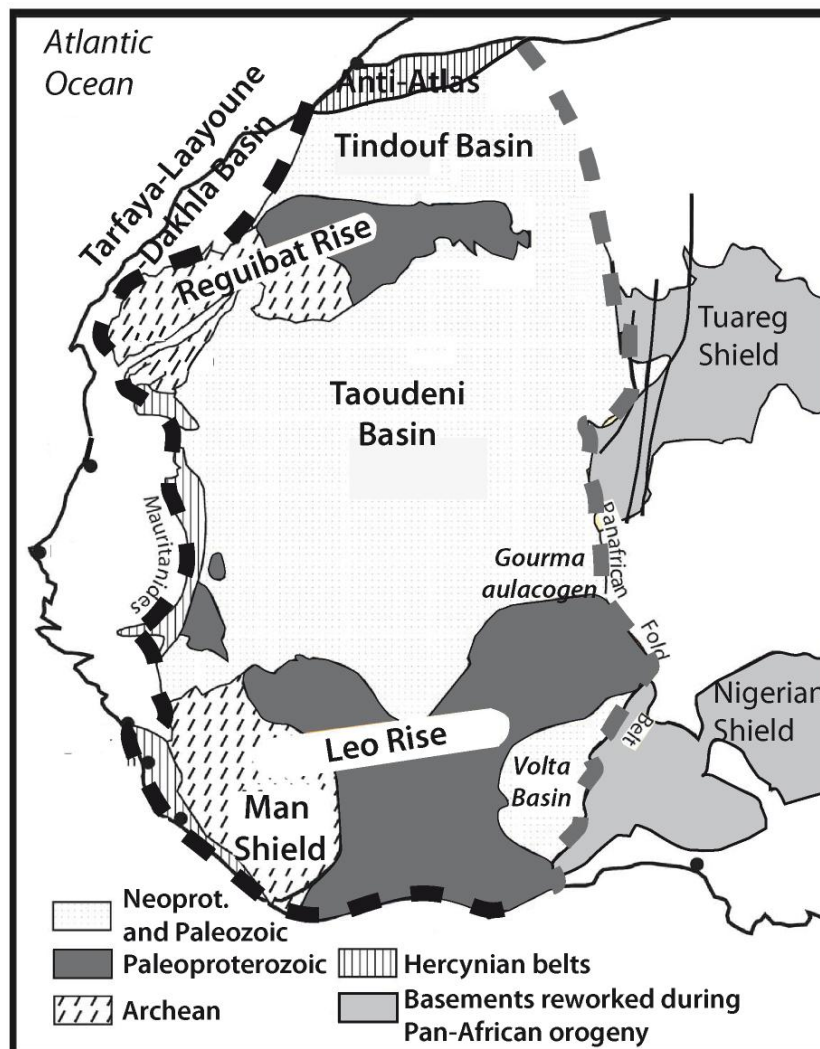


Figure II-1 : Carte géologique du COA (d'après Peucat et al., 2005). En ligne tiretée grise et noire est indiquée la limite du COA. La ligne grise signale la limite est du COA, qui se confond avec la suture panafricaine.

II.1. Le Bouclier Reguibat

Le Bouclier Reguibat (Fig. II-1,-2) correspond à un domaine de socle précambrien allongé dans une direction E-NE, sur une longueur de plus de 1200 km et une largeur variable de quelques centaines de kilomètres. Ce bouclier, également appelé "dorsale Reguibat" traverse le COA d'Est en Ouest (Fig. II-1,-2). Il s'étend donc depuis le domaine de marge passive atlantique à l'Ouest, jusqu'au coeur du craton, à la frontière avec la suture panafricaine (Fig. II-1,-2). La dorsale est caractérisée morphologiquement par une topographie très plane, de 200 m à l'Ouest jusqu'à 500 m à l'Est (Fig. I-2). Deux bassins paléozoïques limitent la dorsale Reguibat : au Nord, le bassin de Tindouf, au Sud, celui de Taoudeni (Fig. II-2).

L'acquisition du caractère cratonique du socle du COA, divisé entre une portion archéenne et une autre paléoprotérozoïque résulterait de l'orogénèse Birrimienne au Paléoprotérozoïque (Abouchami et al., 1990 ; Liégeois et al., 1991 ; Soumaila et al., 2008), et d'événements ultérieurs pendant le Mésoprotérozoïque (Black et Liégeois, 1993).

Le socle du Bouclier Reguibat se divise donc entre une partie archéenne à l'Ouest et une autre éburnéenne à l'Est (Fig. II-1,-2). Le domaine archéen, situé en Mauritanie et au Maroc se compose de vieux noyaux continentaux, constitués de granitoïdes, migmatites et roches métamorphiques de haut degré. Les premières descriptions furent faites par Dillon et Sougy (1974), Bessoles (1977) et Auvray et al. (1992). Potrel et al. (1996,1998) et Chardon (1997) démontrèrent, grâce à des datations U-Pb qu'un domaine de 3,5 Ga existe dans le Tasiast et l'Amsaga (Nord-est de la Mauritanie ; Fig. II-2). Ce dernier est enveloppé par une ceinture de gneiss dont le dernier événement métamorphique archéen enregistré se situe vers 2,7 Ga. D'autres déformations ont également affecté le domaine archéen plus tardivement pendant la phase éburnéenne. Le domaine protérozoïque situé à l'Est comprend un domaine orogénique structuré pendant l'Eburnéen, depuis 2,2 Ga (Mahdjoub et al., 1994) jusque 2,07 Ga (Peucat et al., 2005). Des volumes importants de magmas orogéniques et post-orogéniques intrudèrent alors le socle, et ce sont eux qui arment actuellement la majorité du socle de la partie orientale du Bouclier Reguibat. Enfin, quelques événements magmatiques d'âge protérozoïque se retrouvent localement dans le socle archéen, comme c'est le cas pour le massif d'Aousserd (ou Awssard). Cette syénite a été datée à 2,46 Ga (Bea et al., 2013) et atteste d'une activité magmatique prolongée depuis l'Archéen jusqu'au Protérozoïque dans cette région.

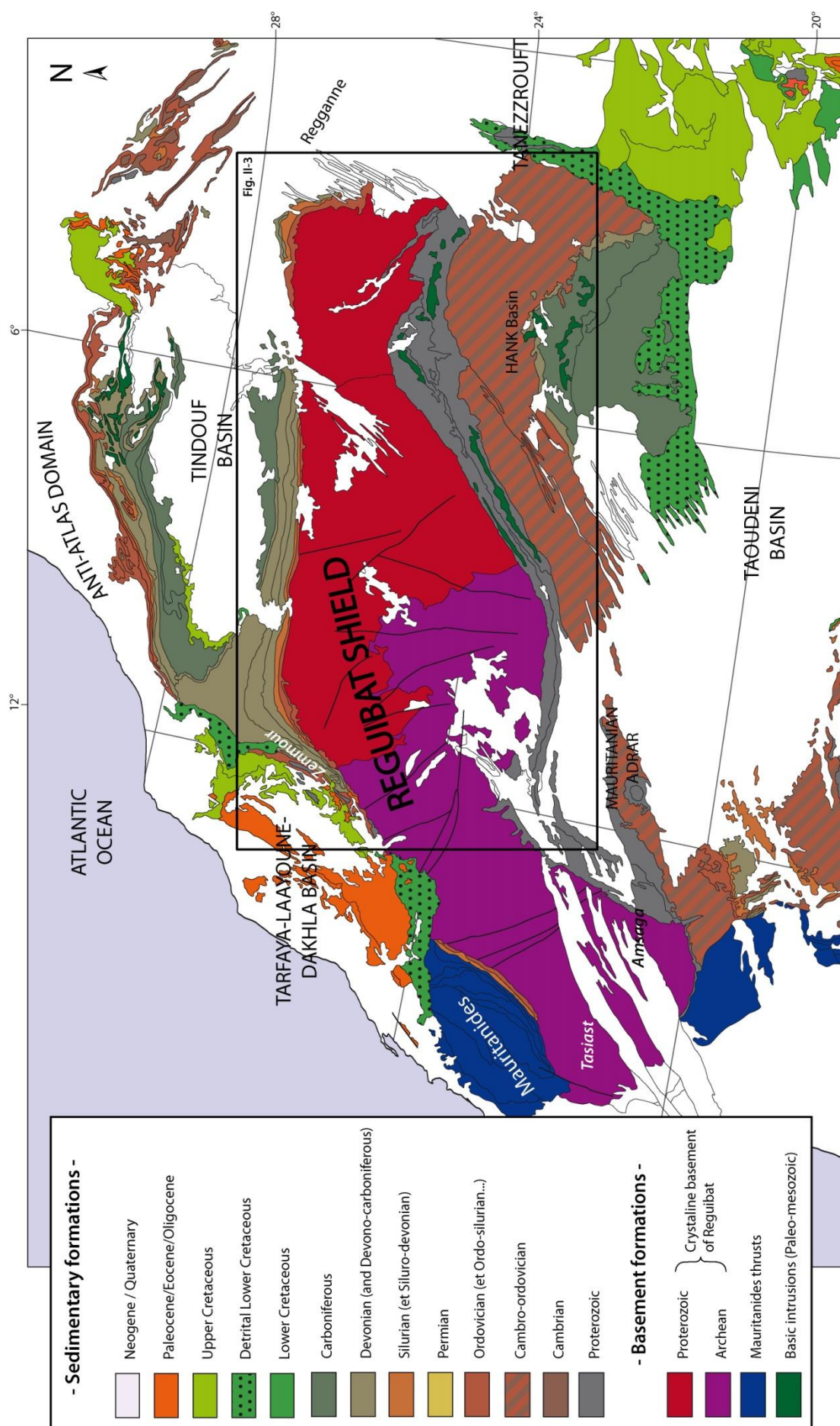


Figure II-2 : Carte géologique du Nord du COA, centrée sur le Bouclier Reguibat. La carte de la figure II-3 est localisée.

L'extrémité ouest du Bouclier Reguibat est constituée des Mauritanides (Fig. II-2), qui sont une portion de la chaîne Varisque dans le Nord-ouest de l'Afrique (Villeneuve, 2008 ; Michard et al., 2010). Ce complexe montre des nappes tectoniques à vergence E-SE, qui prolonge les chaînes plissées du Zemmour (Fig. II-2), puis de l'Anti-Atlas en remontant vers le Nord, et dont l'âge de mise en place est estimé entre 270 et 330 Ma (Sougy, 1962 ; Villeneuve, 2005, 2008 ; Michard et al., 2010).

Les séries sédimentaires sur le socle de la dorsale Reguibat n'existent qu'à l'état de minces dépôts préservés dans les formations de type « hamadas » (Fig. II-3 ; Gevin, 1960 ; Choubert et Faure-Muret, 1990). Celles-ci représentent des formations continentales de 100-200 m d'épaisseur, éparpillées sur le socle, principalement localisées dans la partie Est du bouclier (Fig. II-3). L'âge du sommet de ces formations est supposé Cénozoïque supérieur, mais les informations stratigraphiques sont nettement insuffisantes (Fabre, 2005). Les auteurs s'accordent néanmoins sur un âge relativement récent, néogène (Fabre, 2005 et références incluses).

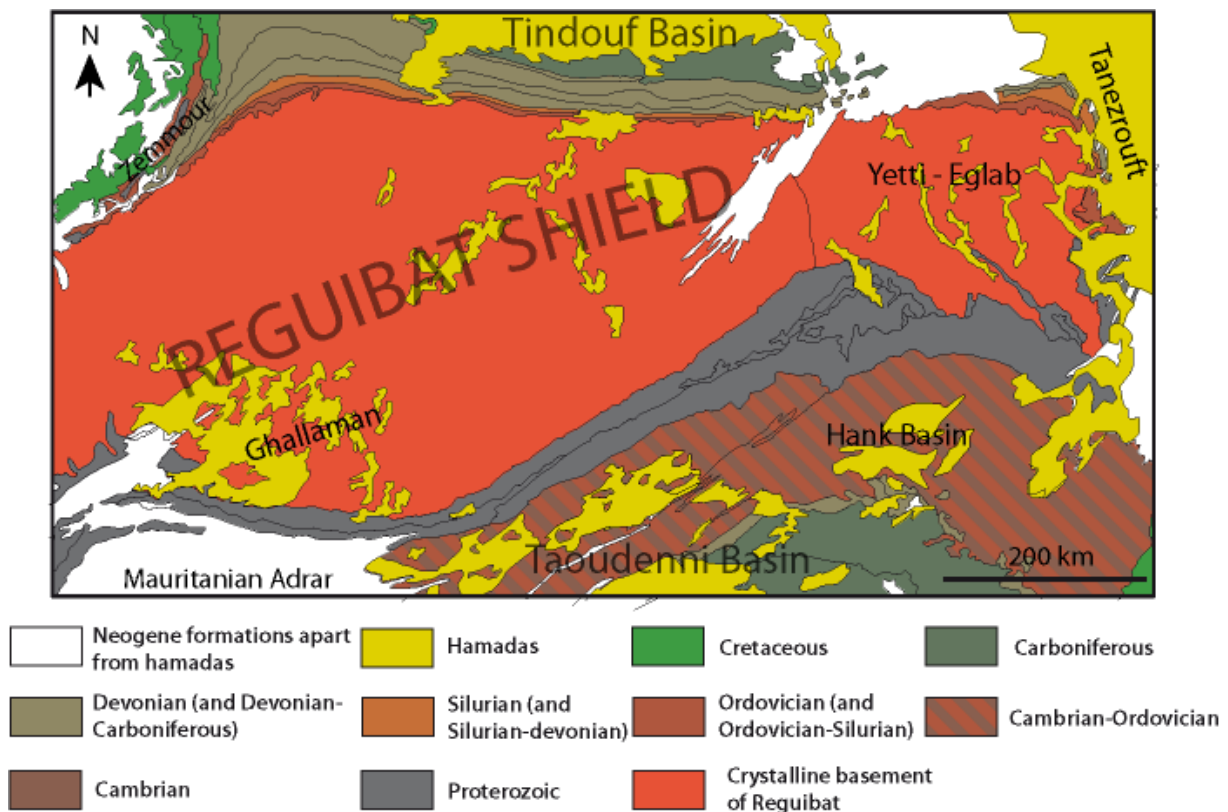


Figure II-3 : Carte géologique de la partie Est du Bouclier Reguibat montrant l'extension des formations de « Hamada » sur le socle. Ces formations méso-cénozoïques sont absentes de la partie occidentale (modifiée d'après Choubert et Faure-Muret, 1990). La carte est localisée sur la figure II-2.

II.2. Les bassins intracratoniques de Tindouf et Taoudeni

Les bassins de Tindouf et Taoudeni sont situés respectivement au Nord et au Sud de la dorsale Reguibat (Fig. II-1,-2). Le remplissage sédimentaire de ces deux bassins est majoritairement paléozoïque, mais le bassin de Taoudeni possède en plus un remplissage basal d'âge protérozoïque supérieur. Une couverture Méso-cénozoïque existe en discordance sur les formations plus anciennes. Une courte description de la partie Est du bassin de Tarfaya est détaillée dans cette partie, puisque ce dernier conserve des vestiges paléozoïques cohérents avec l'enregistrement géologique dans les bassins de Tindouf et Taoudeni.

II.2.A. Stratigraphie du Précambrien et du Paléozoïque

Le Précambrien n'est enregistré que dans le bassin de Taoudeni, et occupe une large bande parallèle à la bordure sud du Bouclier Reguibat (Fig. II-2). Sa stratigraphie type a été décrite par Trompette (1973) dans l'Adrar mauritanien et Bronner et al. (1980). Le Précambrien a été décrit comme « Super-groupe 1 ». Il représente une formation qui varie en épaisseur et lithologie d'Est en Ouest, dont la composition est dominée par des carbonates et grès. Je ne détaille pas cette formation puisque ce travail se focalise sur l'histoire Phanérozoïque et que les séries sédimentaires paléozoïques reposent en discordance sur le super-groupe 1 ouvrant donc un nouveau cycle géologique.

La stratigraphie paléozoïque est relativement similaire entre les deux bassins et représente l'essentiel du remplissage sédimentaire (Fig. II-4 pour corrélations entre Tindouf, Taoudeni et les formations paléozoïques du Zemmour). Ces formations reposent soit directement sur le socle, soit sur des formations azoïques, considérées précambriennes. Au sein du bassin de Tindouf, un marqueur très homogène, la « Triade » (succession tillites/carbonates dolomitiques/pélites ; Deynoux, 1980) scelle par une discordance les dépôts sous-jacents. Malgré le fait que son âge est peu contraint (530-600 Ma, d'après Clauer, 1973), la majorité des auteurs considèrent que le Cambrien débute au-dessus de ce complexe. De façon générale, une discordance bien marquée sépare le Paléozoïque des formations antérieures, à l'échelle du COA. Le dépôt du Cambrien directement sur le socle dans le bassin de Tindouf atteste de la présence du socle à l'affleurement à cette période.

Le Cambro-ordovicien constitue un ensemble stratigraphique homogène. Une discordance le sépare des dépôts Ordovicien supérieur-Silurien par un marqueur identifiable à l'échelle du Nord du

Contexte géologique

COA dans son ensemble, la « Tillite supérieure ». Ce marqueur n'affleure pas dans le bassin de Tindouf, et la discordance n'a été reconnue que par des données de subsurface (Deynoux, et al., 1985 ; Boote et al., 1998). Une paléofaune d'âge cambrien inférieur confirme la présence de cette unité cambro-ordovicienne dans le massif du Zemmour (Sougy, 1964). Au Nord du Bouclier Reguibat

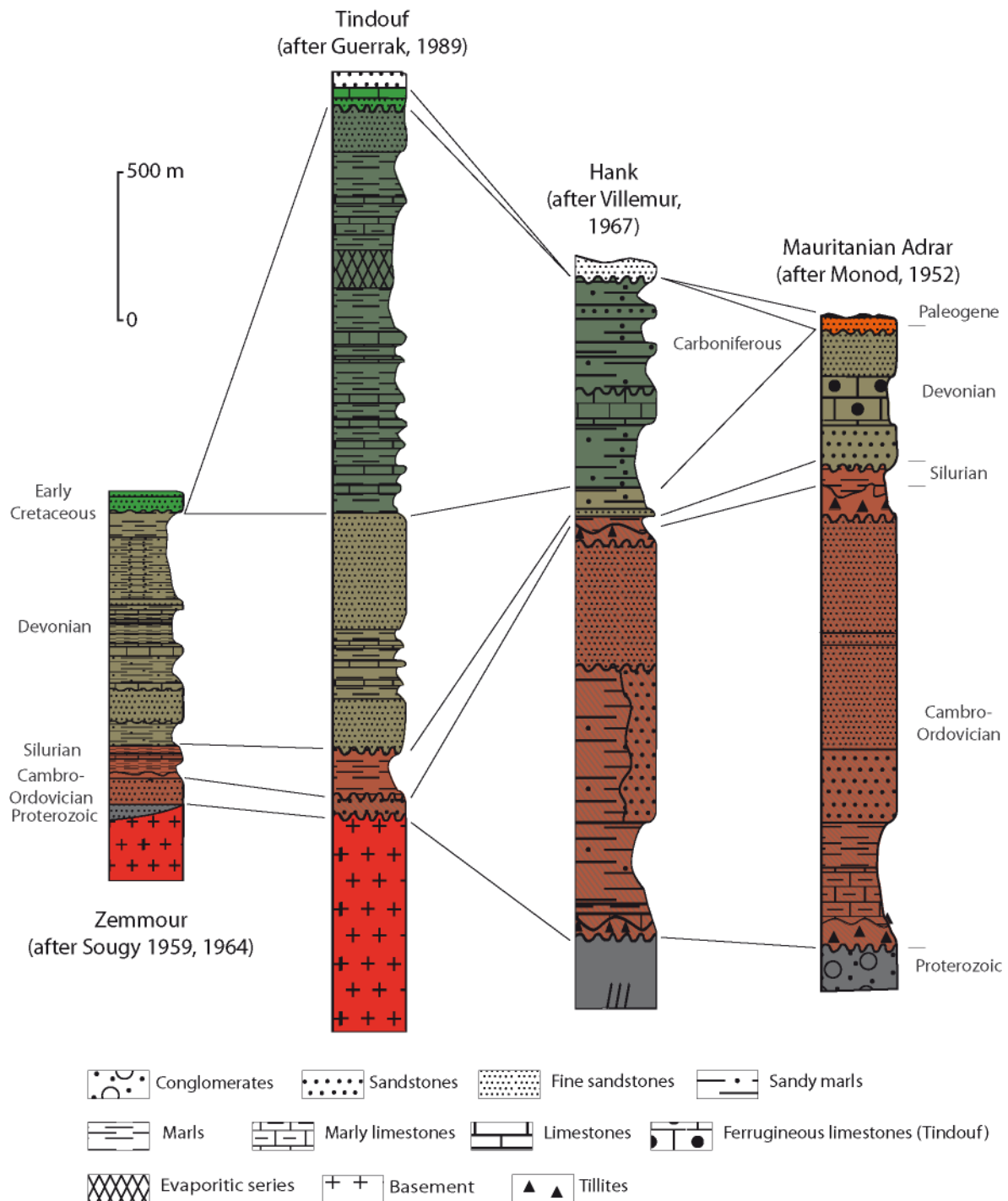


Figure II-4 : Stratigraphie simplifiée des bassins cratoniques de Tindouf et Taoudeni. Les couleurs utilisées sont les mêmes que pour la carte de la figure II-2. Ces logs simplifiés proviennent des études de Monod (1952), Sougy (1959,1964) et Guerrak (1989). L'échelle verticale est la même pour tous les logs.

ces dépôts sont principalement détritiques. Du côté sud, ils sont également détritiques, et

présentent peu de variations latérales de faciès (Monod, 1952 ; Deynoux, 1971 ; Marchand et al., 1972 ; Trompette, 1973). Les dépôts sont constitués de grès, argiles, quartzites. Peu de fossiles permettent d'attribuer avec certitude un âge ailleurs que dans le Zemmour. Cette période témoigne d'une transgression de grande ampleur (Fabre, 2005 ; Guiraud et al., 2005) sur la vaste plateforme du Nord du Gondwana.

L'Ordovicien supérieur fut le siège d'une des plus importantes glaciations du Phanérozoïque, pendant l'Hirnantien (Ashgill supérieur ; Beuf et al., 1971). La débâcle post-glaciaire déclencha une transgression majeure dont témoignent les dépôts riches en matière organique, les « black shales » du Silurien sur la plateforme au Nord du Gondwana. Cette transgression est préservée dans les enregistrements sédimentaires au Nord du Bouclier Reguibat et également sur sa bordure sud, malgré un amincissement notable dans le sous-bassin du Hank par rapport au bassin de Tindouf (Fig. II-2,-4 ; Villemur, 1967). L'enregistrement sédimentaire conservé dans les bassins au Nord et au Sud du Bouclier Reguibat est similaire et un domaine marin commun unit les deux domaines pendant le Silurien (Sougy, 1964 ; Villeneuve, 2005). Le sommet du Silurien est marqué par la discordance du Dévonien sus-jacent (Deynoux et al., 1985 ; Boote et al., 1998).

Les formations dévoniennes sont discordantes dans les deux bassins. Guerrak (1987,1989) et Bitam et Robardet (1996) ont étudié les formations sur la bordure sud du bassin de Tindouf. Un membre basal argileux indique un environnement marin de faible profondeur, dont la paléobathymétrie s'accroît vers l'Ouest dans le Zemmour (Sougy, 1964). Les conditions marines se maintiennent jusqu'à l'Emsien supérieur. Cette évolution similaire depuis le Zemmour à l'Ouest jusque la bordure sud de la partie centrale du bassin de Tindouf continue pendant la transgression qui se produit de l'Emsien à l'Eifelien. Cette transgression permet la mise en place de grès plus fins et d'argillites contenant une faune marine. Malgré tout, une disparité paléogéographique se maintient avec des faciès plus côtiers dans le bassin de Tindouf, comparé au Zemmour (Soug, 1964). A partir du Famménien, les apports détritiques se sont accrus au cours d'une régression dévono-carbonifère. Au Sud du Bouclier Reguibat, le Dévonien, également discordant sur les formations antérieures (Bertrand-Sarfati et al., 1991) est nettement plus réduit (Fig. II-4). On peut même y voir une lacune qui atteint par endroits le Lochkovien (Monod, 1952 ; Deynoux, 1971). La transgression du Dévonien moyen y est enregistrée dans des calcaires de plateforme (Monod, 1952 ; Villeneuve, 2005). La régression de la fin du Dévonien est observée par le retour de formations plus gréseuses, jusqu'au Carbonifère basal (Gourvennec et al., 1996).

Enfin, le Carbonifère montre une alternance entre une transgression et une régression ultime avant les événements varisques. Il est concordant sur le Dévonien et présente des formations

continentales à sa base jusqu'au Viséen inférieur (Villemur, 1967 ; Legrand-Blain, 1985 ; Legrand-Blain et Perret-Mirouse, 2000), suivies par une sédimentation marine jusqu'au Namurien inférieur. Sur des bases faunistiques, une connexion existe de part et d'autre du bouclier pendant la transgression carbonifère (Viséen supérieur-Serpukhovien) (Gourvennec et al., 1996 ; Fabre, 2005).

II.2.B. Les déformations varisques

Au premier abord, les déformations varisques semblent spatialement limitées sur le COA (Fig. II-2,-5). Elles n'affectent pas les formations sédimentaires dans le bassin de Taoudeni et se cantonnent à la moitié nord du bassin de Tindouf (SAFREP, 1963 rapport non-publié ; Fig. II-5A). Elles sont importantes dans l'Anti-Atlas au Nord, le Zemmour et les Mauritanides à l'Ouest et l'Ougarta au Nord-est (voir Michard et al. (2010) pour une synthèse et références incluses). D'après les données de subsurface et de terrain, Baidder et al. (2008) et Frizon de Lamotte et al. (2013) ont montré qu'un événement d'extension régionale a en premier lieu contribué de façon importante à la structuration

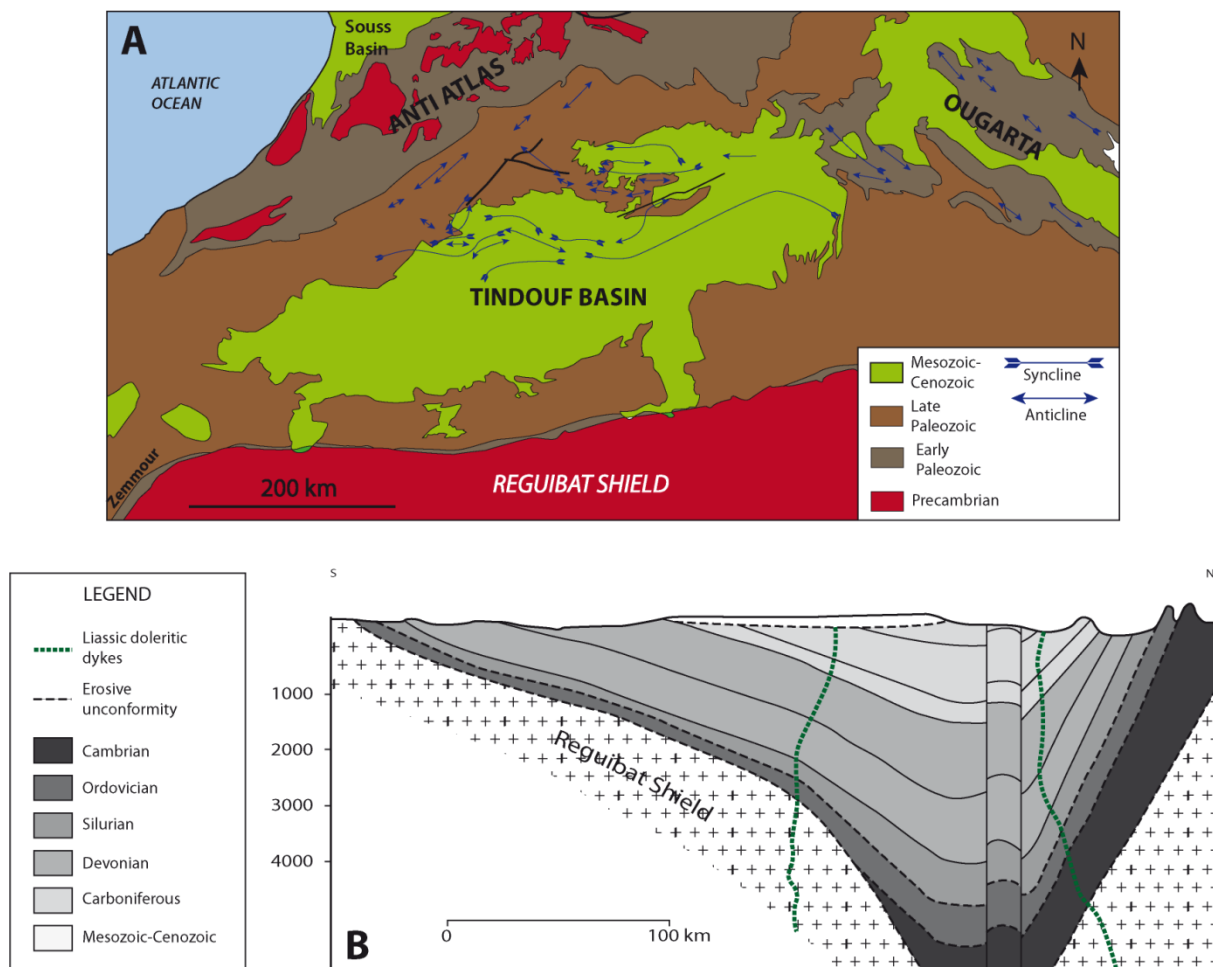


Figure II-5 : Structure du bassin de Tindouf. (A) Structures plissées dans la partie nord du bassin (modifiée d'après SAFREP, 1963). (B) Coupe du bassin de Tindouf, avec une forte exagération verticale (x25), modifiée d'après Boote et al., 1998).

de la région, compliquant ainsi la compréhension que l'on peut avoir de la discordance varisque sur l'ensemble de la plateforme saharienne.

Le bassin de Taoudeni ne contient pas de preuves d'importantes déformations subies lors de l'orogénèse varisque (Haddoum et al., 2001 ; Guiraud et al., 2005) et celles-ci se concentrent principalement sur la bordure ouest du craton dans les Mauritanides (Michard et al., 2010) et la suture panafricaine à l'Est qui est réactivée (Boudjema, 1987 ; Boote et al., 1998 ; Guiraud et Bosworth, 1999 ; Haddoum et al., 2001 ; Fig. II-5,-6). La majorité des auteurs considèrent alors que le Bouclier Reguibat a acquis sa structure « anticlinale » bordée par les deux « synclinaux » que sont Taoudeni et Tindouf (Bertrand-Sarfati et al., 1991 ; Haddoum et al., 2001 ; Guiraud et al., 2005). Cependant, l'important hiatus temporel qui existe entre le Carbonifère supérieur et les formations mésozoïques sus-jacentes laisse la place à d'autres interprétations possibles.

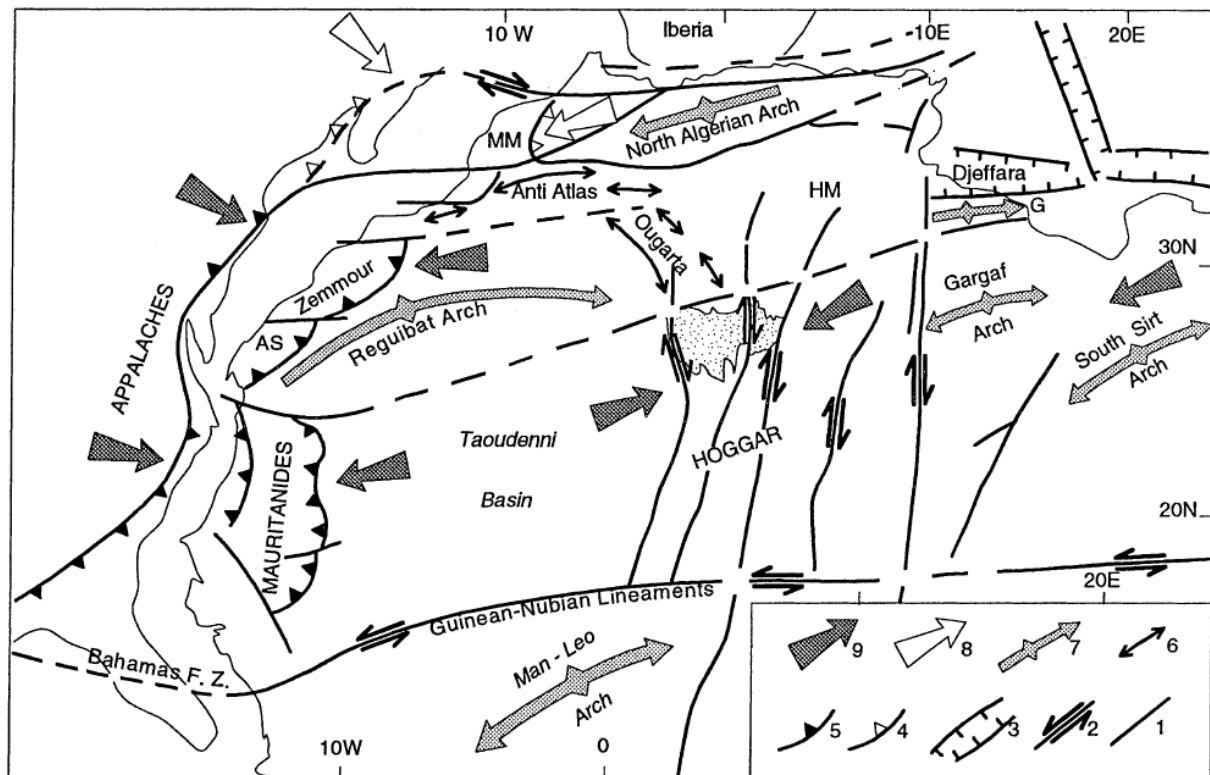


Figure II-6 : Déformation intraplaque de la plateforme saharienne pendant les événements varisques, pour le Carbonifère, et le Permien. 1. Faille majeure ; 2. Faille décrochante majeure ; 3. Zone de rift ; 4. Zone de chevauchements majeure d'âge carbonifère supérieur ; 5. Zone de chevauchements majeure d'âge permien inférieur ; 6. Chaînes plissées d'avant-pays Carbonifère supérieur et Permien inférieur ; 7. Soulèvement d'« arches » ou bombements de socle ; 8. Direction de raccourcissement carbonifère supérieur ; 9. Direction de raccourcissement permien inférieur ; AS : Adrar Soutouf ; G : Gaharian Arch ; HM : Hassi Messaoud ; IB : Illizi Basin ; MM : Moroccan Meseta. D'après Haddoum et al. (2001).

Le bassin de Tindouf est supposé avoir acquis son aspect de large synclinal d'axe Est-Ouest pendant l'orogénèse varisque (Fig. II-5B). Les nombreux plis identifiés dans sa moitié nord représentent la propagation vers le Sud des déformations de couverture observées dans l'Anti-Atlas

(Fig. II-5A). Ces structures, moulées sur les bords du COA sont également identifiées dans la chaîne de l'Ougarta suivant des directions NO-SE (Fig. II-2,-5 ; Caby et al., 1981 ; Donzeau et al., 1981 ; Fabre, 1988 ; Smith et al., 2006).

II.2.C. Stratigraphie méso-cénozoïque

Depuis l'assemblage de la Pangée au Permien jusqu'à l'actuel, le COA est considéré comme étant un domaine continental stable (Bertrand-Sarfati et al., 1991 ; Fabre, 2005 ; Guiraud et al., 2005) : « L'orogénèse hercynienne (varisque) a fortement affecté le bassin de Taoudeni pendant le Permien (Fabre, 1988). Le Bouclier Reguibat a émergé et mis en place les principales caractéristiques aujourd'hui visibles du bassin de Taoudeni. Sur le craton lui-même, les derniers sédiments touchés par cette orogénèse datent du Carbonifère supérieur. Depuis cette époque, le COA a conservé cette position 'élevée' et seules quelques rares traces de dépôts continentaux (...) existent, témoignant de l'absence totale de subsidence. » (traduit d'après Bertrand-Sarfati et al., 1991).

L'essentiel de la stratigraphie méso-cénozoïque des bassins de Tindouf et Taoudeni est condensé dans de minces formations discordantes, déposées horizontalement sur les séries paléozoïques de Tindouf et de Taoudeni (Fig. II-2,-3,-4,-5). Un enregistrement plus complet existe dans le bassin côtier de Tarfaya-Laayoune-Dakhla (TLDB) qui fait l'objet d'une description détaillée dans la section II.3.

II.2.C.1. Le hiatus Triasico-jurassique

Les bassins de Tindouf et Taoudeni ne préservent aucun vestige de couverture d'âge trias ou jurassique. Néanmoins, ces formations se retrouvent le long de la suture panafricaine qui rejoue alors en distension ce qui produit des espaces subsidents (Bellion, 1989 ; Fig. II-1). L'enregistrement sédimentaire de ces zones subsidentes est mal daté, et le remplissage est considéré comme étant « Permo-Trias » sur la base de lithofaciès.

Malgré l'absence de sédiments, le COA comprend un volume non négligeable de roches magmatiques, qui sont datées de la transition Trias-Jurassique (Bertrand, 1991 ; Marzoli et al., 1999 ; Verati et al., 2005 ; Charaf Chabou et al., 2010). Cette transition est soulignée par la mise en place de la province magmatique centrale atlantique (Central Atlantic Magmatic Province : CAMP) sur le COA, l'Amérique du Nord et l'Est de l'Amérique du Sud (Fig. II-7). Des dykes intrudèrent le socle et la couverture (Fig. II-5) mais la géomorphologie actuelle ne rencontre jamais de laves de surface associées à ces dykes, ce qui empêche toute reconstitution de paléosurfaces. Ces intrusions sont reliées au contexte d'extension globale qui prévalait lorsque la Pangée fut démantelée et que l'océan

Atlantique central s'ouvrit. Les nombreux dykes présents sur le COA sont cependant peu datés, et l'existence de nombreux autres dykes basiques à sa surface rend l'extension du CAMP délicate à estimer avec certitude.

II.2.C.2. Les formations crétacées

Scellant les dykes, les formations crétacées sont discordantes sur toutes les formations antérieures et peuvent être d'âge crétacé inférieur ou supérieur (Fabre, 2005). Le « Continental Intercalaire » (Kilian, 1931 ; Furon, 1965) est la dénomination caractérisant le Crétacé inférieur (Néocomien principalement), mais elle englobe parfois le Jurassique supérieur, eu égard aux incertitudes de la datation de ces formations continentales. Ces dépôts sont très étendus sur la plateforme

saharienne (Lefranc, 1983 ; Lefranc et Guiraud, 1990 ; Fabre et al., 1996), même si le COA se distingue par des accumulations moins épaisses (Fabre et al., 1996), visibles dans le bassin de Tindouf et le Tanezzrouft, au Nord-est du massif Yetti-Eglab (AUXINI, 1969 ; Choubert et al., 1966 ; Bellion, 1989 ; Fabre, 2005). Ces formations sédimentaires caractérisent de larges étendues fluviales et deltaïques (Lefranc et Guiraud, 1990) à travers le Sahara, les deltas étant localisés au Nord (Algérie actuelle) et dans le bassin de Tarfaya-Laayoune-Dakhla à Tan-Tan (Ranke et al., 1982 ; Abou Ali et al., 2004 ; Fig. II-8,-9,-10) et à Boujdour-Dakhla (Ranke et al., 1982 ; Davison, 2005). Les sources de ces épandages deltaïques sont peu connues mais pourraient coïncider avec certaines régions du COA qui sont dépourvues de dépôts d'âge crétacé inférieur. Les environnements de dépôts sont principalement continentaux jusqu'à l'Apto-Albien, où l'augmentation du niveau marin favorise à nouveau la présence d'influences plus marines (Fig. II-9,-10).

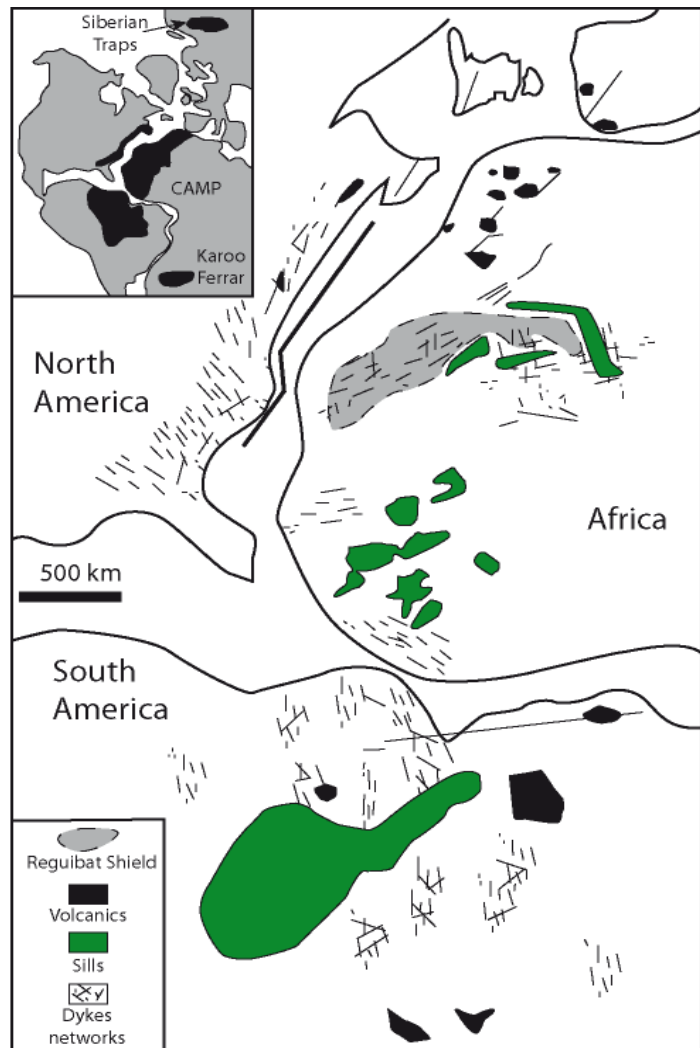


Figure II-7 : Localisation et extension du CAMP, dans une reconstruction de la Pangée vers 200 Ma (modifié d'après Marzoli et al., 1999 et Charaf Chabou et al., 2010).

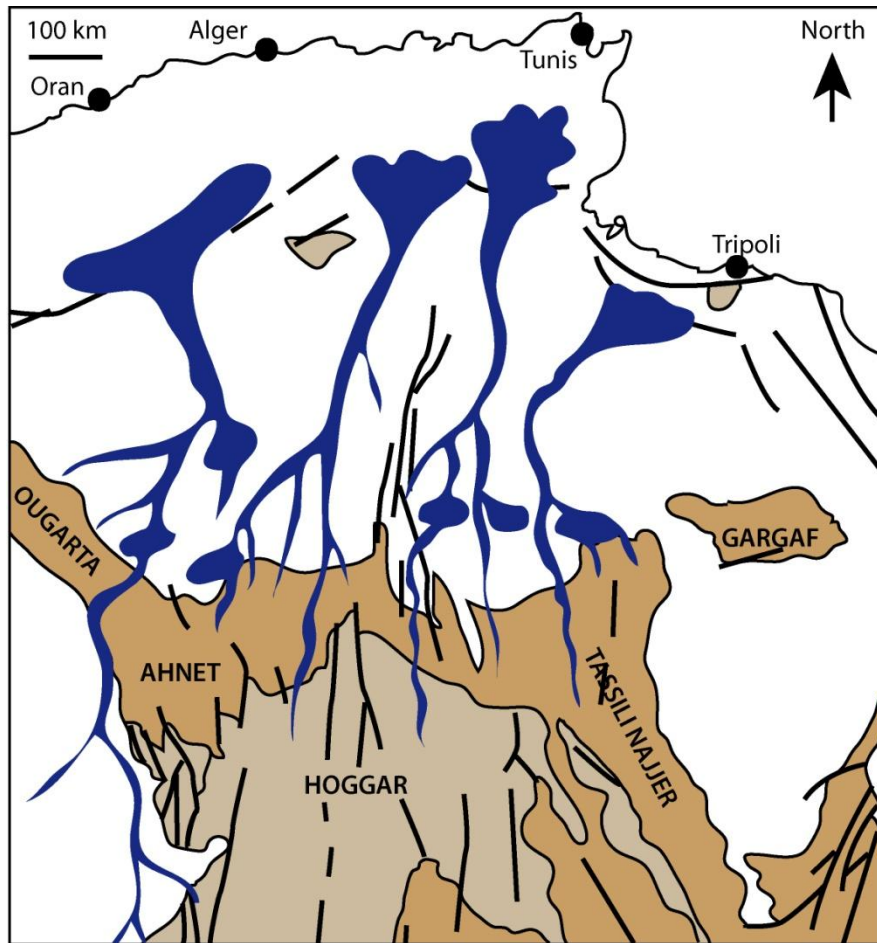


Figure II-8 : Interprétation paléogéographique des dépôts du Continental Intercalaire dans la partie centrale du Sahara pendant le Barrémien-Albien (d'après Lefranc et Guiraud, 1990). Gris : socle ; Marron : Paléozoïque ; Blanc : post-Paléoz.

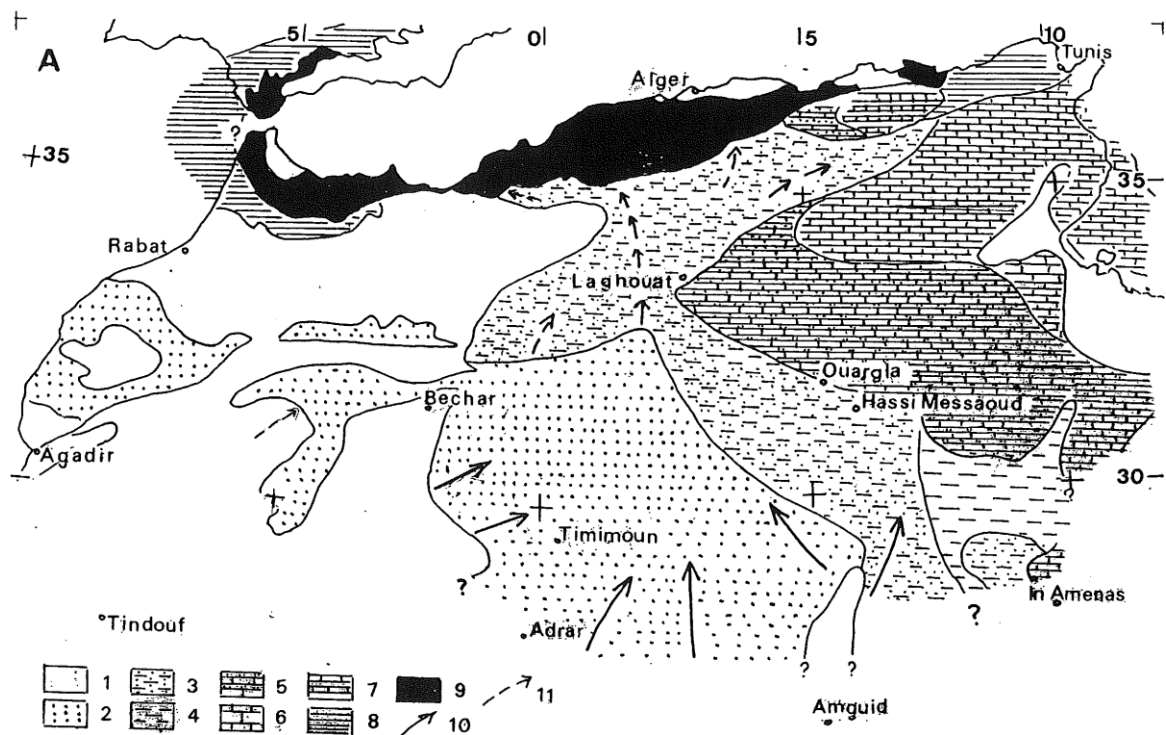


Figure II-9 : Répartition des faciès sédimentaires pendant l'Albien inférieur-moyen (Fabre, 2005, d'après Vila, p.395). 1. Domaines continentaux à la surface ; 2. Formations gréseuses associées au Crétacé inférieur au Sahara et Maroc ; 3. Argiles et grès ; 4. Province argileuse du « Grand Erg Oriental » ; 5. Calcaires gréseux du Bas Sahara ; 6. Plateforme carbonatée algéro-tunisienne ; 7. Marnes et calcaires ; 8. Marnes ; 9. Flysch du Tell-Rif ; 10. Directions de courant des matériaux gréseux ; 11. Hypothétiques voies de transports des sédiments.

L'Apto-Albien correspond à un changement géodynamique important puisque c'est à cette époque que s'ouvre la branche sud de l'Océan Atlantique (Moulin et al., 2010). Cette ouverture eut d'ailleurs des répercussions en termes de déformation dans le Nord-est du COA (Fig. II-11 ; Boudjema, 1987 ; Guiraud et Maurin, 1992 ; Smith et al., 2006). Cet épisode de déformation est connu sous le nom de « phase autrichienne », et est souligné par des structures tectoniques qui suivent des directions Nord/Sud le long de la suture panafricaine au Nord-ouest du Bouclier Touareg (Boudjema, 1987).

Le Cénomano-Turonien témoigne de la transgression la plus importante du Phanérozoïque (Miller et al., 2005). L'Afrique de l'Ouest fut alors partiellement couverte par la mer qui progressait vers le Sud (Kogbe, 1981 ; Philip et al., 1993a,b ; Philip, 2003 ; Fabre, 2005 ; Guiraud et al., 2005 et références incluses). En se basant sur les corrélations faunistiques, la plupart des auteurs considèrent également qu'une mer « trans-saharienne » permettait alors une communication entre la Téthys et l'Atlantique, traversant le Sahara au niveau du Bouclier Touareg, ou autour (selon les différentes reconstitutions paléogéographiques ; Fig. II-12 ; Courville et al., 1991 ; Courville et al., 1998 ; Luger, 2003).

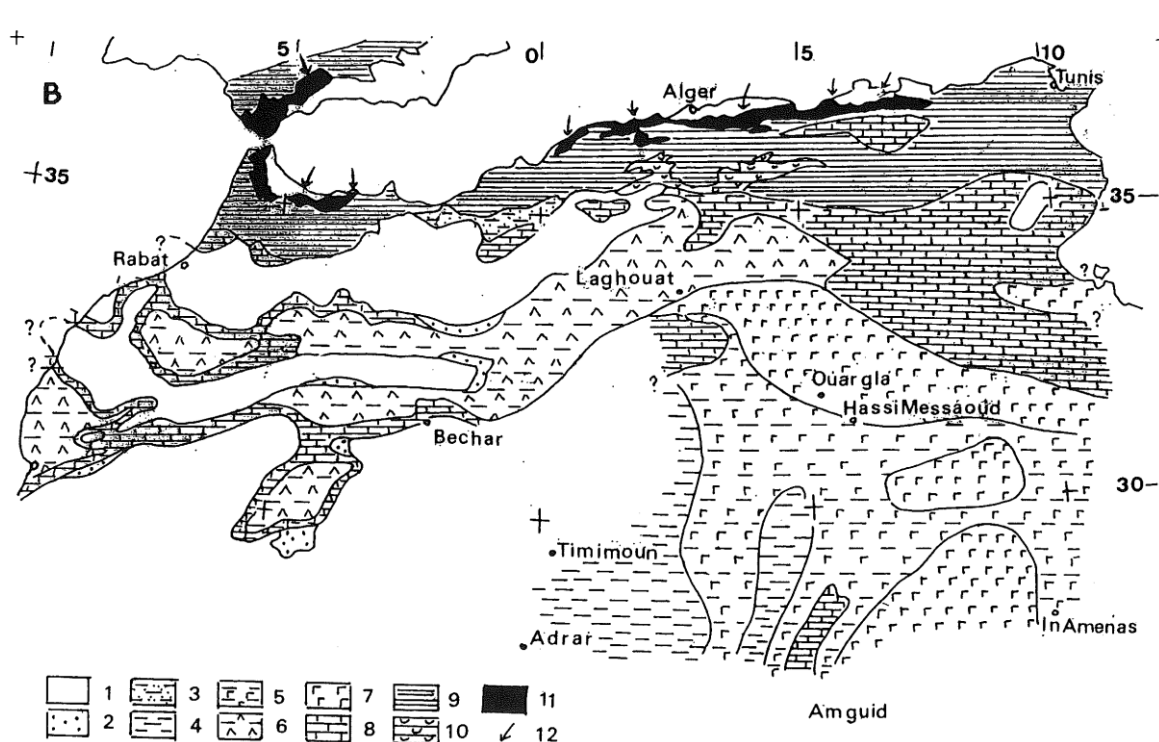


Figure II-10 : Répartition des faciès sédimentaires pendant l'Albien supérieur (Fabre, 2005, d'après Vila, p.395). 1. Domaines continentaux en surface ; 2. Grès grossiers du Maghreb occidental ; 3. Grès argileux ; 4. Argiles sahariennes ; 5. Evaporites et argiles du Sahara ; 6. Marnes gypseuses ; 7. Evaporites du Bas Sahara ; 8. Plateforme carbonatée ; 9. Argiles marines ; 10. Marnes à huîtres ; 11. Conglomérats et flysch ; 12. Directions de transports des flysch.

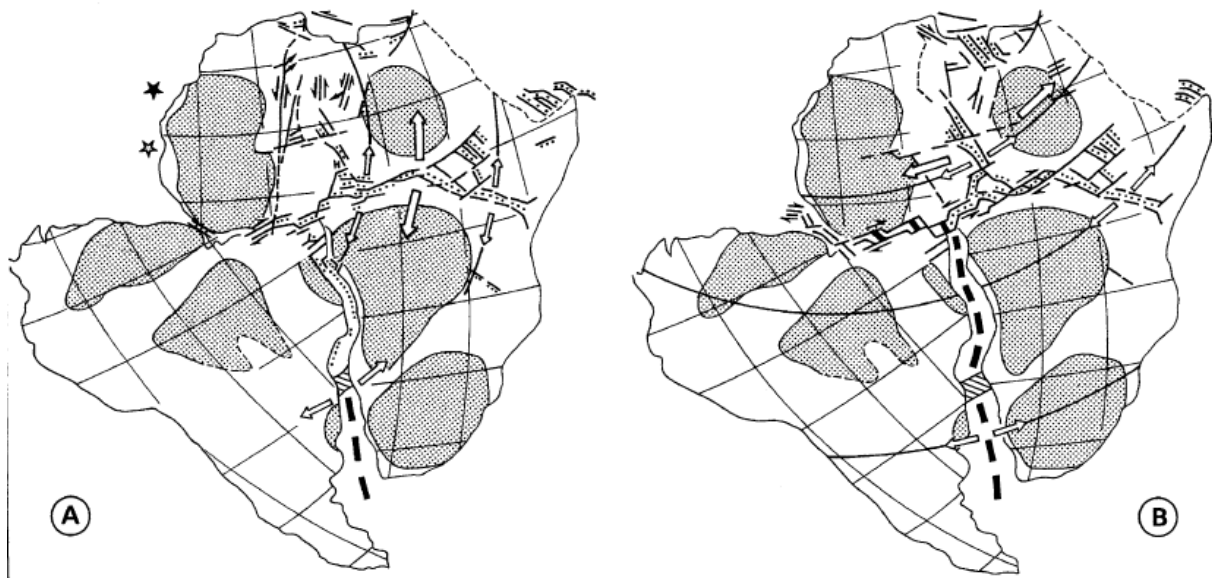


Figure II-11 : Les deux phases du développement des rifts africains pendant le Crétacé inférieur. (A) Barrémien. (B) Albien. Les régions en grisé représentent les cratons. La ligne noire en tirets gras montre la progression de l'ouverture atlantique. Les flèches blanches matérialisent les directions d'extension pendant ces deux périodes. Pendant l'Albien, tandis qu'au Sud du Bouclier Touareg l'extension produisait du rifting, au Nord, un régime compression s'exerçait, mettant en place les structures « autrichiennes » (d'après Guiraud et al., 2005).

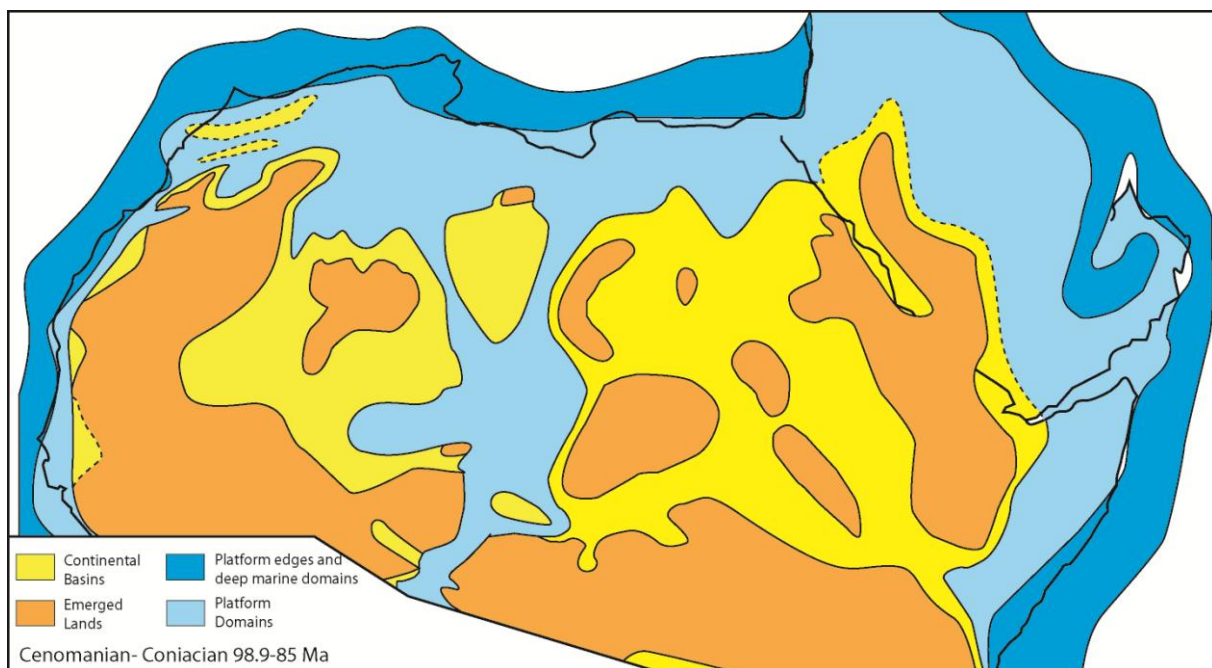


Figure II-12 : Paléogéographie de la plateforme saharienne du Cénomanien au Coniacien. Simplifiée d'après Guiraud et al. (2005).

Les séries associées à cette transgression sont préservées à la base de la Hamada de Tindouf (Fig. II-2,-13), dans l'Est du bassin de Taoudeni et dans le Tanezzrouft (Bellion, 1989 ; Fabre et al., 1996). Son extension vers l'Ouest sur le COA est méconnue, de par le peu d'études qui lui est

Contexte géologique

consacré et/ou (?) l'absence de vestiges sédimentaires. La fin du Crétacé supérieur montre une diminution des influences marines, avec des conditions laguno-lacustres, jusqu'à un pic transgressif à la transition Crétacé-Tertiaire (Fabre, 2005). Pendant le Crétacé supérieur se produisirent des événements géodynamiques importants : la rotation anti-horaire de l'Afrique (vers 84 Ma, selon Rosenbaum et al., 2002) localise de la déformation le long de la suture panafricaine (Bellion, 1989 ; Guiraud et Bosworth, 1997). Un dernier événement tectonique a lieu à la transition Crétacé-Tertiaire, matérialisé par des discordances enregistrées localement (Guiraud et Bosworth, 1997 ; Fabre, 2005 et références incluses).

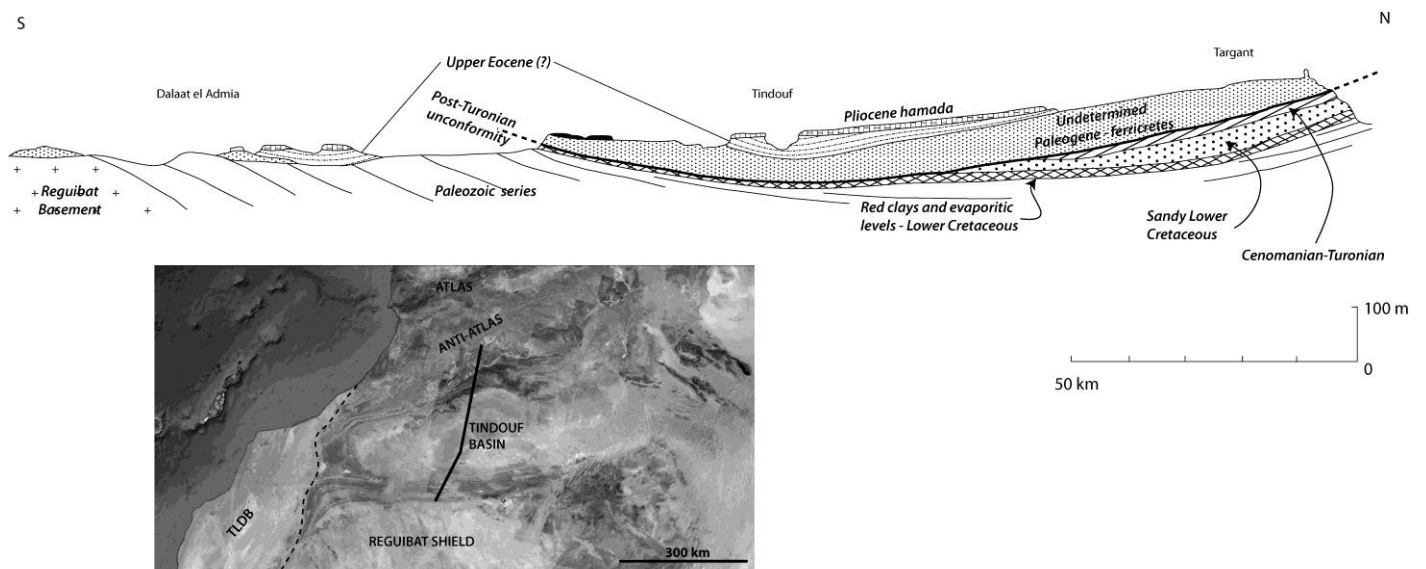


Figure II-13 : Coupe Nord-Sud dans le bassin de Tindouf. D'après Gevin (1960) repris dans Fabre (2005).

II.2.C.3. Le Cénozoïque

Dans les bassins de Tindouf et Taoudeni, il existe très peu de dépôts d'âge post-crétacé. Fabre et al. (1996) ont fourni la synthèse la plus complète et récente sur la stratigraphie du Cénozoïque dans le bassin de Taoudeni. Aucune synthèse de la sorte n'existe sur le bassin de Tindouf, mais Swezey (2009) en propose une à l'échelle du Sahara basé sur des données de forages. Plusieurs événements contrôlent l'évolution de l'enregistrement sédimentaires au Cénozoïque : (1) la chute progressive du niveau marin (Haq et al., 1988 ; Miller et al., 2005) avec un haut niveau relatif pendant la majorité du Paléogène avant une chute importante à partir de l'Oligocène, (2) un uplift généralisé de l'Afrique (Bond, 1978 ; Sahagian, 1988 ; Gunnell et Burke, 2008 ; Roberts et Whitford, 2010) et (3) des événements tectoniques majeurs (Bellion, 1989 ; Guiraud et al., 2005 ; Fabre, 2005) poursuivant ceux initiés par la convergence Afrique/Europe depuis la fin du Crétacé inférieur (Rosenbaum et al., 2002).

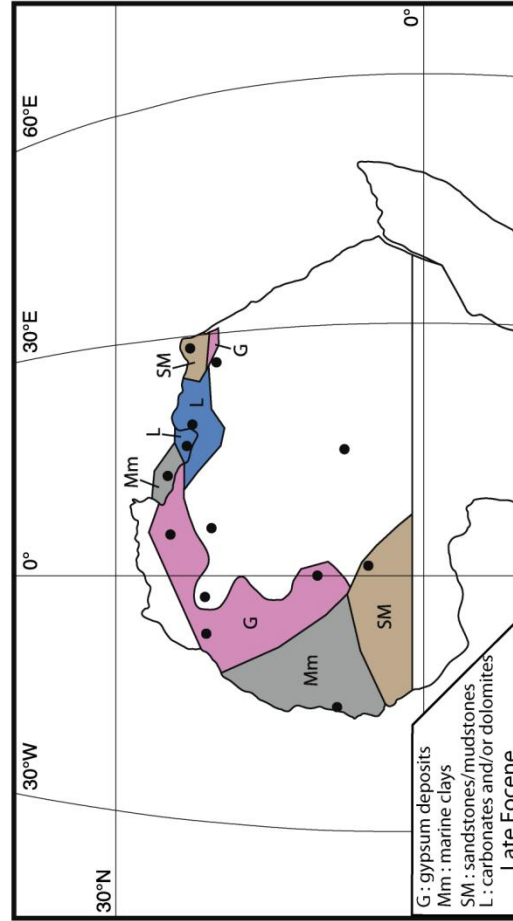
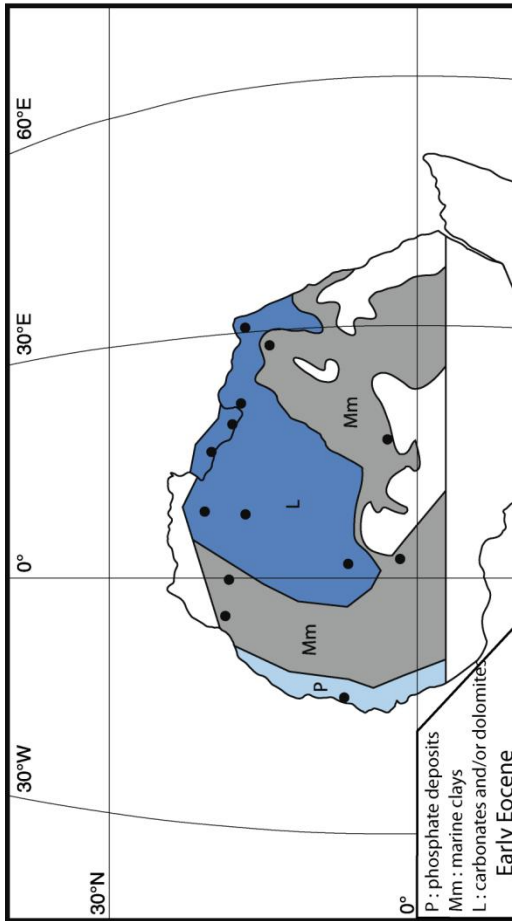
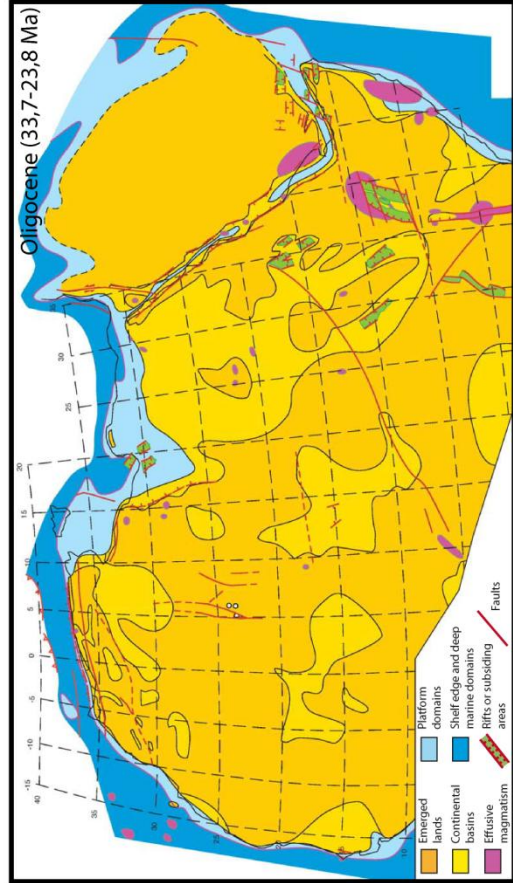
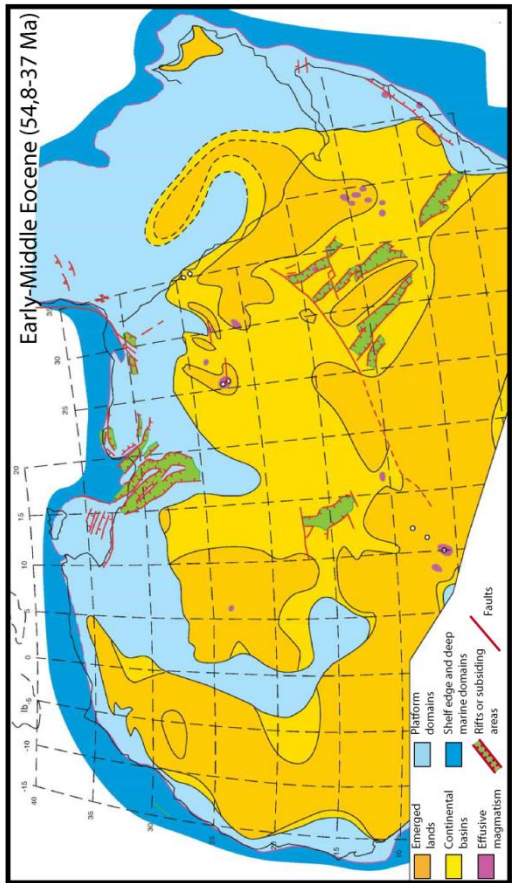
- *Les séries paléogènes marines*

Durant le Paléocène, des formations marines sont déposées dans le Sahara central (Guiraud et al., 2005 ; Swezey, 2009 ; Fig. II-14). A l'Est du bassin de Taoudeni, proche de la suture panafricaine, elles existent sous la forme de bancs carbonatés, alternant avec des shales et de grès (Bellion, 1989). Leur extension vers l'Ouest est encore peu connue, mais elles pourraient avoir atteint l'Adrar Mauritanien, comme en témoignent des vestiges oligocènes contenant de la glauconie (Fabre et al., 1996) et la reconstitution proposée par Swezey (2009) (Fig. II-14). Dans le bassin de Tindouf, la Hamada principale (du Draa) montre des formations paléocènes détritiques à kaolinite, argiles rouges, gypse et grès (Bellion, 1989 ; Fabre, 2005). La source de ce matériel détritique est considérée située à l'Est même si l'existence de reliefs sources à cette époque est mal connue. Le Hoggar pourrait avoir contribué à ces apports (Rougier et al., 2013 ; Fig.II-1,-8,-9,10).

- *Les séries continentales*

Ces séries débutent à l'Eocène. Les lignes de rivage se déplacent alors vers l'extérieur du continent, en même temps que se produit un événement tectonique à l'échelle du COA (Guiraud et al., 1987 ; Bellion, 1989). Des discordances importantes sont d'ailleurs reconnues, rattachées à cet événement le long de la suture panafricaine. Ces événements sont datés de la transition Bartonien/Priabonien (~37 Ma). Un autre événement s'est également produit à la fin de l'Eocène, coïncidant avec ce que Guiraud et al. (2005) appellent la « phase pyrénéo-atlasique ». C'est durant cette phase que se mettent en place les premières structures tectoniques dans les Atlas au Maghreb (Frizon de Lamotte et al., 2000). Dans le bassin de Taoudeni, à la suite des dépôts gréseux oligocènes à glauconie, des marnes roses, lits siliceux et des oogones de characées dans le sous-bassin du Hank (Fig. II-3,-4 ; Fabre, 2005) ainsi que la couverture des hamadas témoignent de conditions de sédimentation en domaines lacustre et d'eaux saumâtres au Néogène. Dans le bassin de Tindouf, des conglomérats gréseux sont datés de l'Eocène avant d'être surmontés par ces dépôts de hamada (Gevin, 1960 repris dans Fabre, 2005). Eu égard à l'extension très importante de ces hamadas, qui formaient vraisemblablement un continuum entre les bassins de Tindouf et Taoudeni sur le Bouclier Reguibat, ces formations attestent de l'uniformité du modelé topographique qui a du régner pendant le Néogène sur le Nord du COA (Anti-Atlas excepté).

Figure II-14 (page suivante) : Comparaison entre deux reconstitutions paléogéographiques montrant la transition marin/continental à l'Eocène. Les deux reconstructions proviennent des travaux de Swezey (2009) (à gauche) et de Guiraud et al. (2005) (à droite). Les extrapolations proposées par Swezey (2009) prennent appui sur l'enregistrement géologique disponible dans certains bassins (points noirs). Il considère que l'enregistrement est constant sur de très larges surfaces et que les dépôts marins ont ainsi pu s'étendre bien au-delà des limites considérées par Guiraud et al. (2005).



II.3. Le bassin de Tarfaya-Laayoune-Dakhla (Tarfaya-Laayoune-Dakhla Basin : TLDB)

Le TLDB (Fig. II-15) est un bassin côtier d'orientation NE-SO, formé pendant le rifting qui ouvre l'Océan Atlantique Central, au Jurassique inférieur/moyen vers 180-190 Ma (Labails et al., 2010). Le domaine de croûte étiré s'étend sur 100 km de large environ, la croûte variant en épaisseur de 7 à 27 km à la latitude de Dakhla (Klingelhoefer et al., 2009). Son remplissage sédimentaire est asymétrique, augmentant d'Est en Ouest, pour atteindre jusque 14 km (Ranke et al., 1982). Les premiers travaux sur la stratigraphie et la structure du bassin ont été produits par Choubert et al. (1966), Martinis et Visintin (1966), Ratschiller (1968), Mitchum et al. (1977) et la première synthèse d'envergure à l'échelle globale par Ranke et al. (1982). Des précisions concernant la structure de la marge ont été apportées plus tard (El Khatib, 1995 ; Le Roy, 1997 ; Hafid et al., 2006 ; Labails et al., 2009), concernant certaines formations sédimentaires d'importance, telles que le Crétacé inférieur (Abou Ali et al., 2004) ou le Crétacé supérieur (black shales étudiés par Sachse et al., 2011, 2012) ou encore au sujet du potentiel en hydrocarbures (Davison, 2005 ; Wenke et al., 2011). Les formations anté-mésozoïques sont rares à l'affleurement et localisées à l'Est du bassin dans les chainons plissés du Zemmour (Sougy, 1964 ; Fig. II-2).

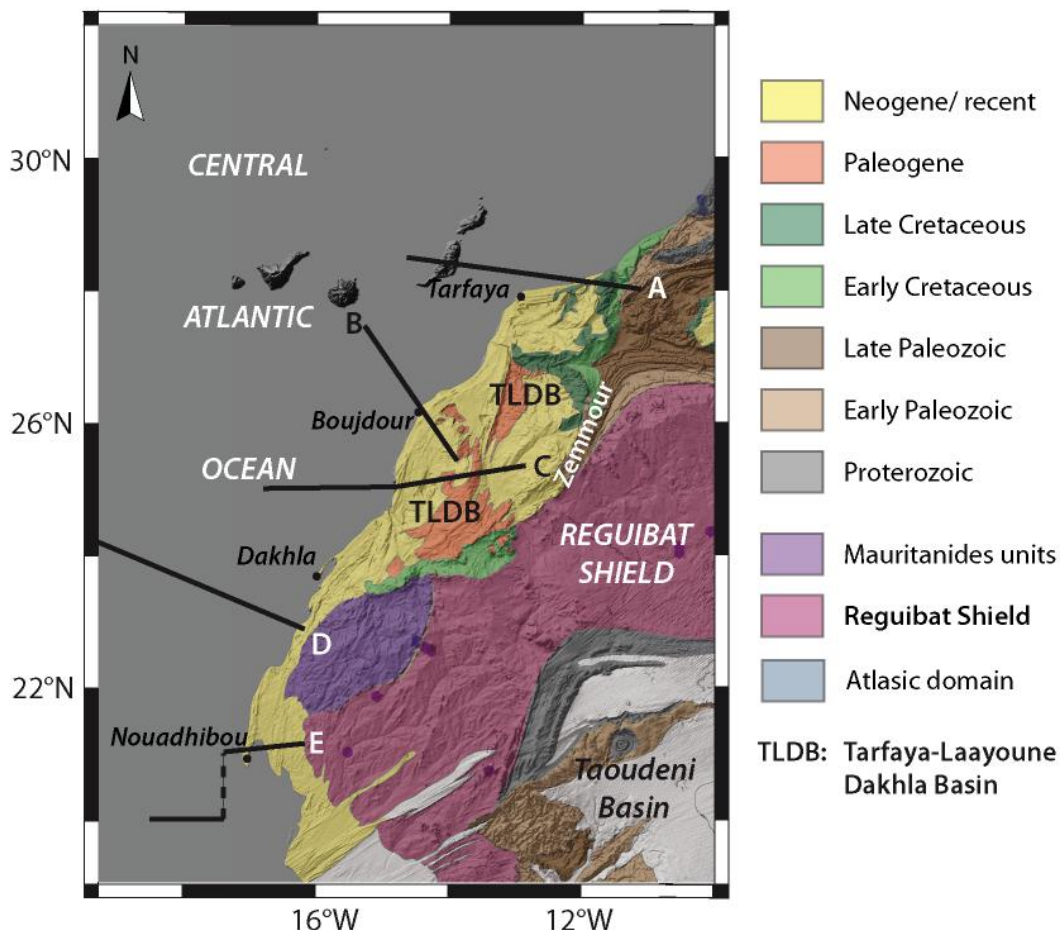


Figure II-15 : Carte géologique de l'Ouest du Bouclier Reguibat, montrant la structure d'ensemble du TLDB. Les tracés noirs épais montrent la localisation des coupes de la figure II-18.

II.3.A. Substratum anté-mésozoïque

Des formations précambriennes affleurent dans la chaîne plissée du Zemmour (Sougy, 1964). Au-dessus d'elles le Cambrien et l'Ordovicien sont essentiellement détritiques et surmontés par l'Ordovicien supérieur ainsi que le Silurien, ce dernier caractérisant la transgression majeure qui se produit à cette époque (voir partie II.A). L'enregistrement paléozoïque ultérieur dans le Zemmour confirme les tendances observées dans les bassins de Tindouf et de Taoudeni (Sougy, 1964) : une phase régressive dans un contexte de plateforme avant une transgression médio-dévonienne, la régression fini-dévonienne n'est pas conservée ici, par non-dépôt ou du fait de l'érosion. Le Carbonifère n'est pas observé. La chaîne plissée du Zemmour résulte de l'orogénèse varisque pendant le Dévono-carbonifère (Sougy, 1964 ; Villeneuve, 2008 ; Michard et al., 2010) et comme les autres chaînes varisques, celle-ci se moule sur les bordures du COA.

II.3.B. Les formations méso-cénozoïques

Le TLDB témoigne de l'extension généralisée qui a mené au démantèlement de la Pangée et la mise en place de l'Océan Atlantique Central pendant le Trias et le Jurassique. La base du remplissage sédimentaire est considérée triasique (Fig. II-16,-18) dans la partie onshore du bassin, majoritairement continentale (grès, argiles rouges, évaporites) et présentant quelques roches volcaniques, le tout connu grâce à de nombreux forages (AUXINI, 1969). Surmontant ces dépôts, le Jurassique a été daté dans plusieurs puits (Puerto Cansado-1, Choubert et al., 1966) au Nord du bassin, mais est méconnu ou mal identifié dans la partie sud du bassin (Ranke et al., 1982). Le Jurassique moyen et supérieur atteste de la construction d'une vaste plateforme carbonatée qui disparaît

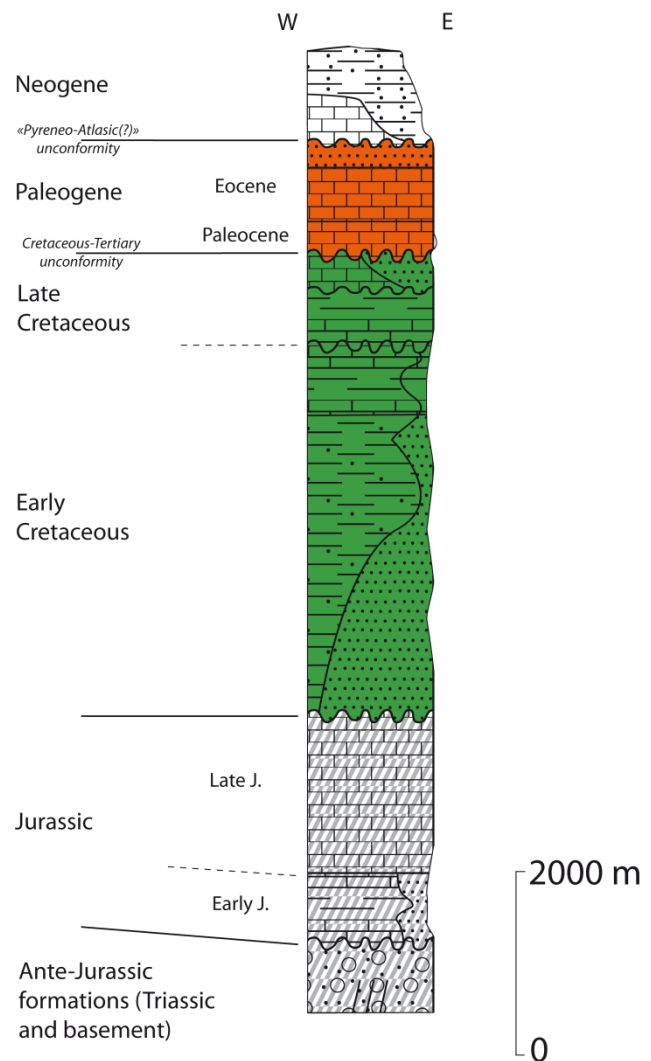


Figure II-16 : Log stratigraphique simplifié du TLDB. La légende des lithologies est similaire à la figure II-4 (modifié d'après Ranke et al., 1982)

à la fin du Jurassique ou au Berriasien (Martinis et Visintin, 1966 ; Ratschiller, 1968). L'enneigement de la plateforme se produit alors durant le Néocomien, par le biais d'apports massifs de dépôts détritiques et la mise en place de deltas progradants aux latitudes de Tan-Tan et Boujdour (Ratschiller, 1968). Ces formations clastiques reposent en discordance sur le socle du Bouclier Reguibat à l'Est (Fig. II-2, -15) et atteignent des épaisseurs kilométriques (Fig. II-17). D'un point de vue temporel, on peut les corrélérer à la mise en place du « Continental Intercalaire » dans le reste du Sahara. Il est généralement considéré que

ces dépôts résultent de l'érosion de l'Anti-Atlas et du Bouclier Reguibat (von Rad et Einsele, 1979 ; Ali et al., 2014). Un retour de conditions marines se produit à l'Albien, avec le dépôt de carbonates (« Calcaires d'Aguidir », Martinis et Visintin, 1966) dans le Nord du TLDB. Cette formation apto-albienne peut atteindre 1 à 1,5 km d'épaisseur. Les conditions les plus franchement marines sont atteintes au Cénomano-Turonien, matérialisées par les dépôts de carbonates et marnes qui attestent de conditions de plateforme variant depuis le domaine interne de la plateforme jusqu'à sa bordure (Ranke et al., 1982). Les marnes sont souvent enrichies en matière organique (Wiedmann et al., 1982 ; Davison, 2005 ; Sachse et al., 2011, 2012). D'après Ranke et al. (1982), le Crétacé supérieur est discordant sur le

Crétacé inférieur. Cependant, cette discordance n'est pas nettement visible dans la partie onshore du TLDB. La discordance semble plus récente, comme en font foi l'absence de Crétacé supérieur au Sud de la latitude 25°N et la présence de dépôts paléogènes discordants sur le Crétacé inférieur (Fig. II-15,-16). Ratschiller (1968) et Ranke et al. (1982) ont montré que le Paléogène se dépose dans des conditions essentiellement marines pour grande partie dans le bassin (atteignant des épaisseurs jusqu'à 1 km au cœur du bassin). L'Oligo-Miocène marque la transition vers des paléoenvironnements plus continentaux. Ceux-ci sont très minces ou absents et finement détritiques au Nord (Ratschiller, 1968) tandis qu'ils sont plus grossiers au Sud (Ranke et al., 1982). Les roches

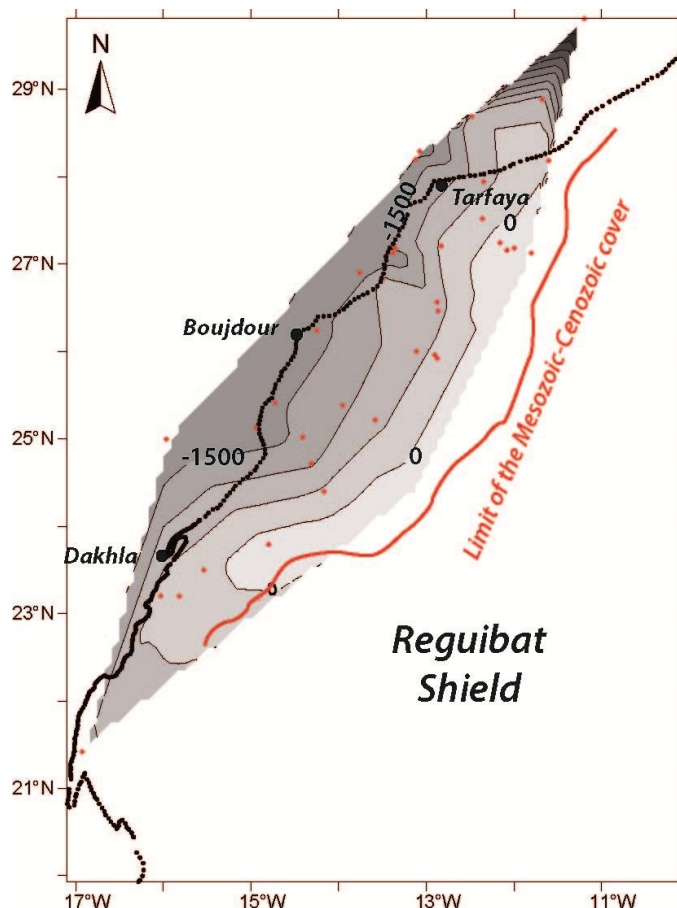
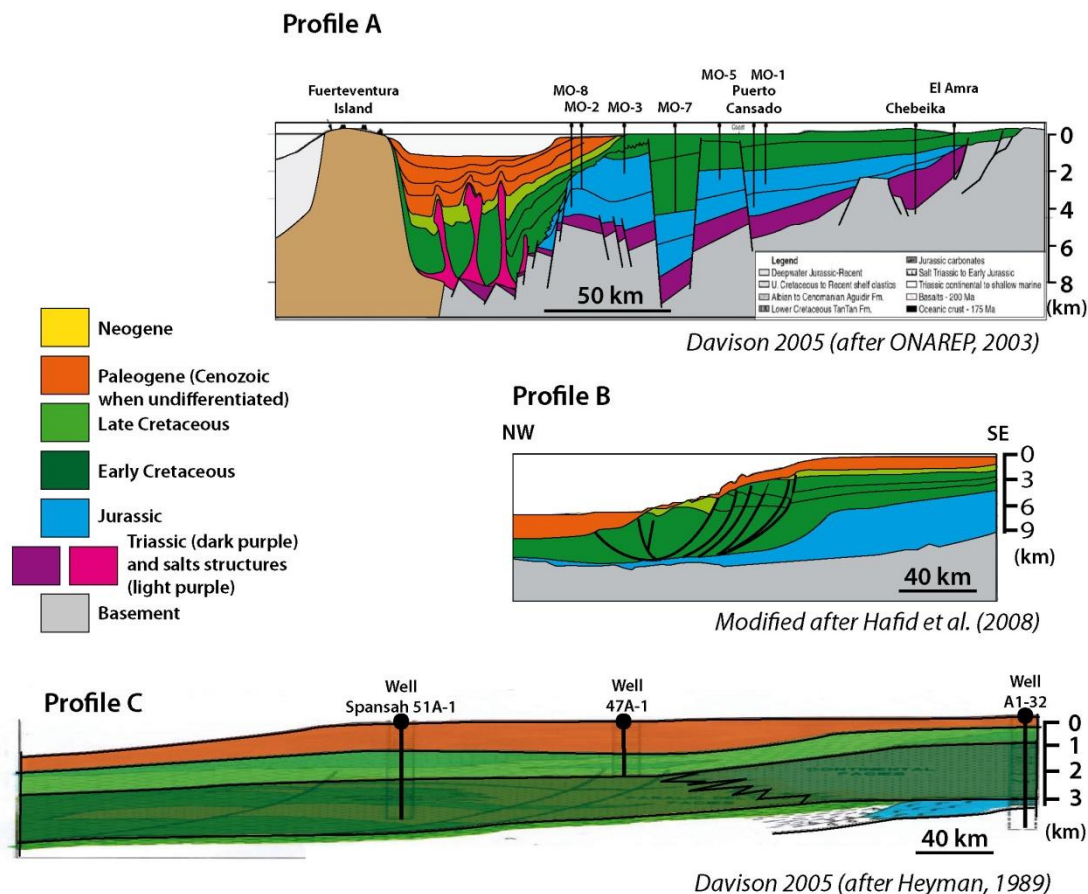


Figure II-17 : Carte des isopaques des dépôts d'âge crétacé inférieur, générée grâce au logiciel Surfer. Les points rouges montrent les forages qui ont été utilisés pour construire cette carte (AUXINI, 1969).

Contexte géologique

néogènes les plus récentes présentent de minces accumulations (< 100 m) à l'exception d'une petite séquence deltaïque/d'estuaire à proximité de Laayoune, qui atteint ici très localement 1 km (Ranke et al., 1982).

En offshore, la plateforme jurassique est considérée comme étant continue depuis Tarfaya jusqu'à Dakhla (Mitchum et Vail, 1977 ; Hinz et al., 1982 ; Labails et al., 2009). Les dépôts deltaïques du Crétacé inférieur sus-jacents montrent des successions de faciès allant des dépôts alluviaux jusqu'aux argiles de pro-deltas distaux (DSDP 397 ; Einsele et von Rad, 1979). Les dépôts transgressifs du Crétacé supérieur sont relativement fins et ne semblent pas se déposer au-delà de la bordure de plateforme (Ranke et al., 1982). Un hiatus important est visible à la transition Crétacé-Tertiaire. Quelques centaines de mètres de Paléogène et de minces dépôts néogènes existent cependant. La figure II-18 montre, par des coupes localisées en figure II-15, l'évolution de la géométrie du bassin du Nord au Sud.



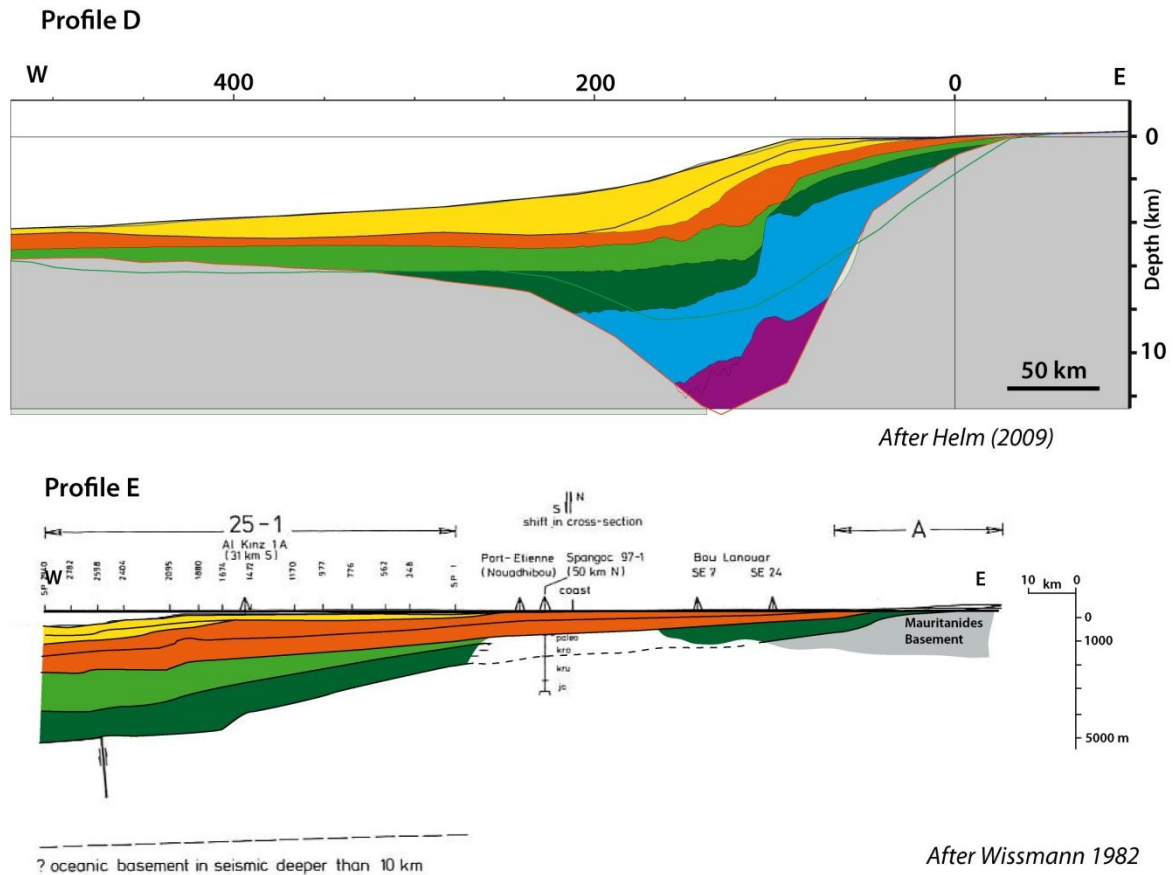


Figure II-18 : Coupes du TLDB, du Nord au Sud. Les coupes sont localisées sur la figure II-15. Le profil A est modifié d'après Davison (2005), le profil B d'après Hafid et al. (2008), le profil C d'après Davison (2005) (repris de Heyman, 1989), le profil D d'après Helm (2009) (repris dans Labails, 2010) et le profil E d'après Wissman (1982). Quand il est reconnu, le Néogène a été distingué du Paléogène, sinon, le Tertiaire est en orange. Crétacé supérieur : vert clair ; Crétacé inférieur : vert foncé ; Jurassique : bleu ; Trias : violet ; Socle : gris. Les échelles verticales varient, mais les échelles horizontales sont sensiblement identiques. Des discordances peuvent être observées dans l'intra-Crétacé inférieur (profil A), entre le Crétacé inférieur et supérieur (profil E) et à la base du Paléogène (profils B, E).

II.4. L'Anti-Atlas

L'Anti-Atlas correspond à l'extrémité nord du COA, et marque également la transition avec le domaine alpin du Haut Atlas. Cette zone est actuellement élevée (> 2000 m) et représente une ancienne portion de la chaîne plissée d'avant-pays varisque au Maroc (voir Michard et al., 2008 pour une synthèse, et références incluses).

II.4.A. Le Précambrien de l'Anti-Atlas

Les unités précambriennes affleurent dans des « boutonnières » bordées par des unités paléozoïques dont elles forment le substratum (Fig. II-19). Ces boutonnières peuvent être groupées en deux ensembles, suivant la limite formée par la faille majeure de l'Anti-Atlas (AAMF ; voir la synthèse de Gasquet et al. (2008) et références incluses ; Fig. II-19) : (1) un groupe sud, qui possède un socle éburnéen, paléoprotérozoïque, daté à ~2 Ga, avec une couverture de plateforme néoprotérozoïque intrudée par des granitoïdes et rhyolites du cycle panafricain (630-580 Ma). Cette région sud correspond à l'autochtone du Nord du COA ; (2) un groupe nord, armé par un socle éburnéen, sous des formations néoprotérozoïques. L'existence de lambeaux de domaines océaniques dans la boutonnière de Bou Azzer, datés à 700-760 Ma complexifie l'histoire de ce groupe. Un événement géodynamique méconnu serait à l'origine de la mise en place de ce matériel océanique autour de 665 Ma sur la bordure nord du COA. Le groupe 2, situé au Nord de l'AAMF, constituerait un autochtone relatif ou un allocthone dont la provenance reste incertaine.

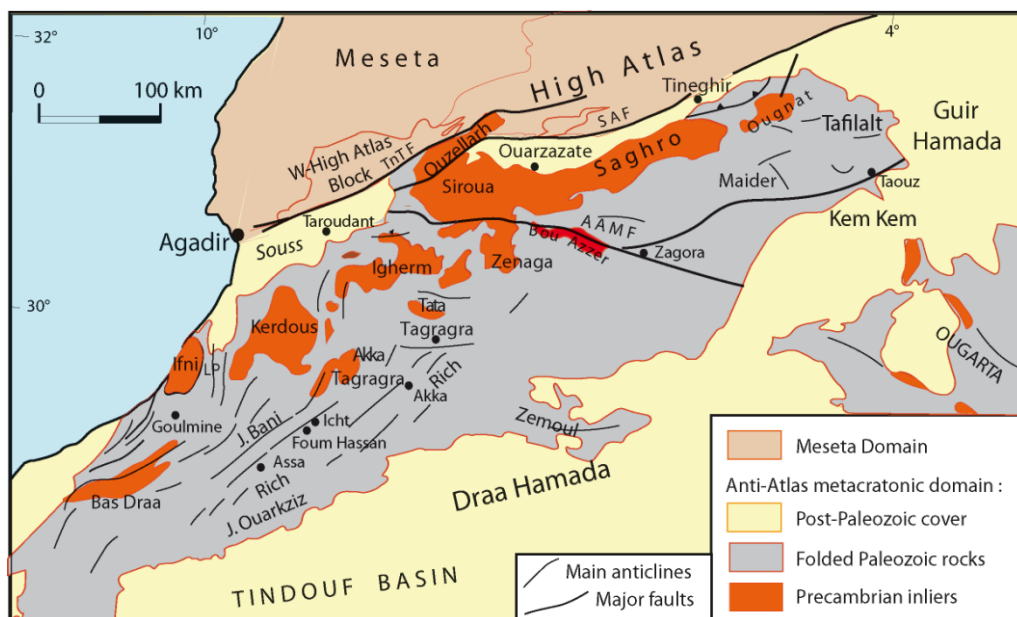


Figure II-19 : Carte géologique de l'Anti-Atlas (de Michard et al., 2008). SAF : Front Sud Atlasique ; TNTF : Faille du Tizi n'Test ; AAMF : Faille majeure de l'Anti-Atlas

II.4.B. Le Paléozoïque

Une synthèse récente a été effectuée par Michard et al. (2008). L'évolution stratigraphique précédant l'orogénèse varisque est similaire à celle du Sud du bassin de Tindouf, bien que l'Anti-Atlas ait été plus subsident. L'essentiel des formations anté-varisques furent déposées en environnement marin de faible profondeur et leur épaisseur diminue d'Ouest (8-9 km) en Est (4-5 km). De la fin du Précambrien jusqu'au Cambrien supérieur, la sédimentation conserve les témoins d'un contexte extensif, avec des dépôts de carbonates de faible profondeur et des laves caractéristiques du rifting. Jusqu'à l'Ordovicien, les séries deviennent plus détritiques et enregistrent la glaciation hirnantienne à l'Ordovicien supérieur. Le Silurien montre les black shales déjà présentés dans le bassin de Tindouf, riches en faunes à graptolites, avant le retour d'une sédimentation carbonatée à la fin du Silurien. Au cours du Dévonien, des alternances marno-calcaires se déposent. La fin du Dévonien est cependant marquée par un contexte tectonique extensif, dont témoignent les nombreuses failles normales qui mènent à d'importantes variations de faciès et d'épaisseurs de sédiments (Baidder et al., 2008). Ce contexte extensif coïncide également avec le développement de la structure en « arches et bassins » du Nord de la plateforme saharienne (Frizon de Lamotte et al., 2013). Un épisode détritique marque la transition Dévono-carbonifère avant un retour des conditions marines au Viséen inférieur. Les déformations varisques montrent un rajeunissement vers l'Est, avec des structures Carbonifère supérieur à l'Ouest et Permien inférieur à l'Est (Michard et al., 2008 ; Michard et al., 2010).

II.4.C. Le Mésocène-Cénozoïque

La sédimentation mésozoïque dans l'Anti-Atlas est similaire à celle du reste du Nord du COA. Un hiatus du Trias jusqu'au Jurassique s'observe sur le socle (sauf au Nord dans le Siroua à proximité du Haut Atlas; Fig. II-19). Les sédiments les plus anciens, discordants sur le socle paléozoïque sont d'âge crétacé inférieur au Nord-est du TLDB (Choubert et al., 1966 ; Martinis et Visintin, 1966). Par contre, les carbonates du Cénomano-Turonien sont observés tout autour de l'Anti-Atlas, à la fois sur le socle, ou bien sur les dépôts détritiques du Crétacé inférieur. Aucun faciès de bordure dans les formations carbonatées ne permet de présumer de leur extension initiale sur ce socle. Ceci suggère que ce dernier pourrait avoir été submergé par des formations de mer peu profonde à cette époque. D'autre part, les études de thermochronologie basse température, basées sur les traces de fission sur apatites ont montré dans la dernière décennie que l'Anti-Atlas avait subi un enfouissement d'ordre kilométrique après le Cénomano-Turonien, ce jusqu'au Cénozoïque (Ruiz et al., 2011 ; Sebt, 2011 ;

Contexte géologique

Oukassou et al., 2013). Au cours du Cénozoïque, l'Anti-Atlas est soulevé et acquiert sa haute topographie actuelle. Des vestiges de Mio-Pliocène sont préservés localement, au cœur de la chaîne (Choubert, 1946 ; Görler et al., 1988) indiquant un processus complexe d'exhumation au Cénozoïque.

II.5. Le domaine alpin : le Haut Atlas marocain

Le Haut Atlas marocain est une portion de l'Atlas au Maghreb, qui est une chaîne intraplaque liée au cycle alpin et la convergence Afrique/Europe. L'Atlas résulte de l'inversion cénozoïque d'un rift triasico-jurassique ouvert durant les phases de rifting de la Téthys et de l'Océan Atlantique Central (Mattaue et al., 1977). La chaîne s'étend depuis le Maroc vers l'Est en Algérie et en Tunisie, où celle-ci interfère avec la chaîne du Tell (Fig. II-20). La synthèse présentée ici est tirée en grande partie de Frizon de Lamotte et al. (2008).

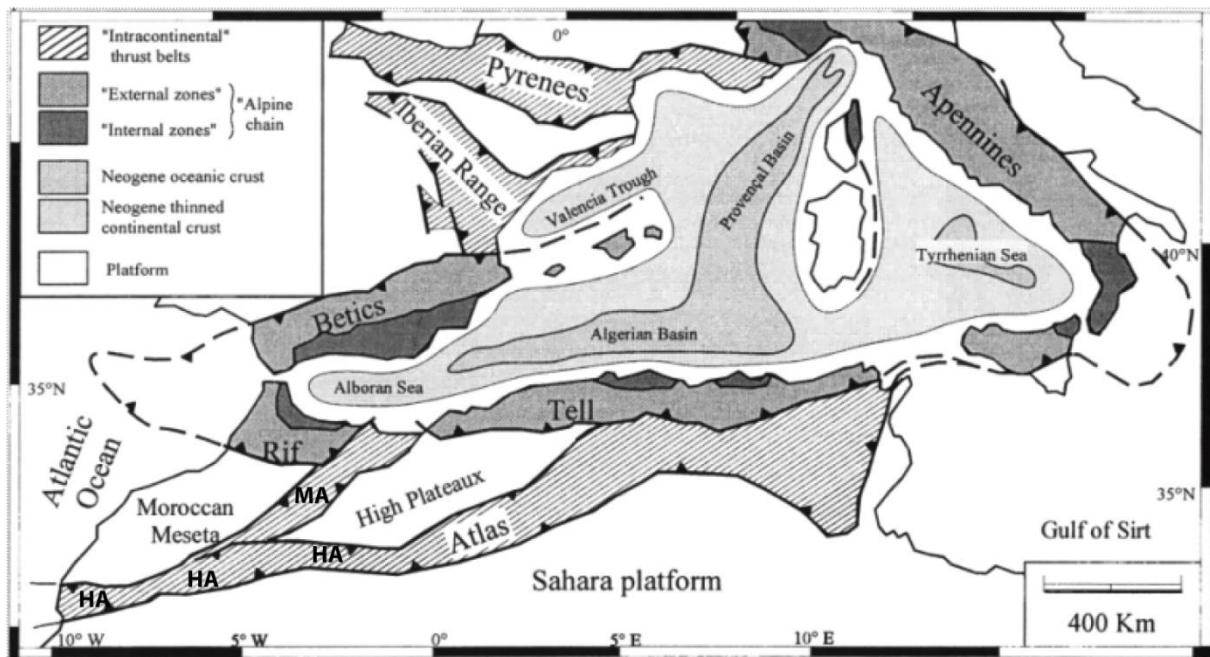


Figure II-20 : Carte géologique de la Méditerranée occidentale. La chaîne atlasique est replacée dans le contexte de la limite de plaque Afrique/Europe (de Frizon de Lamotte et al., 2000). L'Atlas se divise en deux branches au Maroc : le Haut Atlas, d'orientation OSO-ENE et le Moyen Atlas, oblique, d'orientation SO-NE. Le Rif et le Tell se superposent à cette architecture suivant un front de chevauchement grossièrement orienté Est-Ouest. MA, HA : Moyen et Haut Atlas respectivement.

II.5.A. Evolution pré-orogénique du Haut Atlas marocain

L'évolution mésozoïque du domaine atlasique peut se subdiviser en trois parties.

La première étape importante suit le démantèlement de la Pangée, avec un rifting qui va affecter la région du Trias au Lias (Fig. II-21,-22). Deux ouvertures océaniques sont à prendre en compte, à savoir : l'ouverture téthysienne au Nord/Nord-est et l'ouverture atlantique à l'Ouest (Fig. II-21).

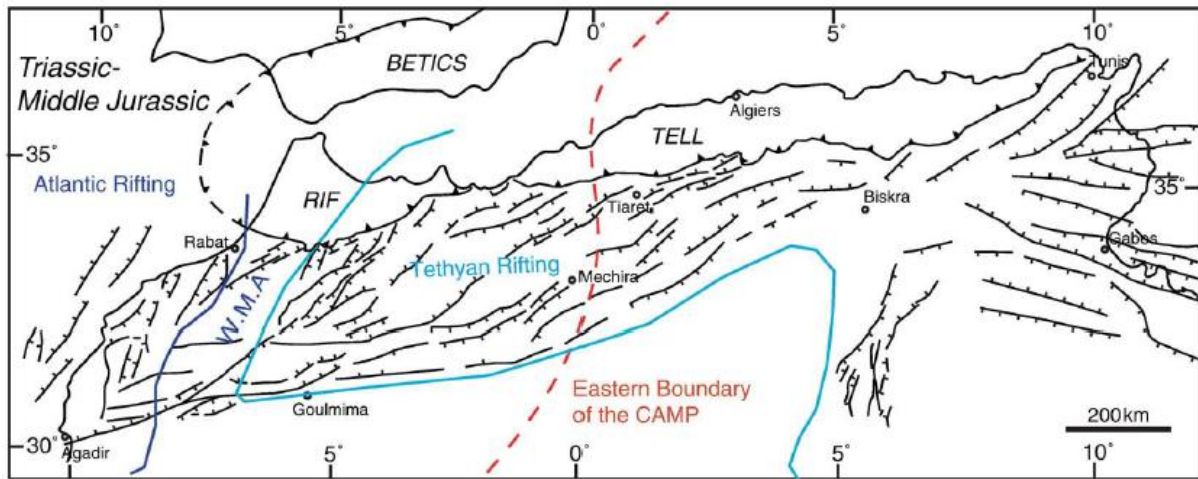


Figure II-21 : Carte structurale du Maghreb présentant les principales failles impliquées dans le rifting triasico-liasique (de Frizon de Lamotte et al., 2008). Les orientations varient vers l'Ouest à cause de l'obliquité des contraintes liées à l'ouverture atlantique par rapport aux contraintes téthysiennes. W.M.A. West Moroccan Arch

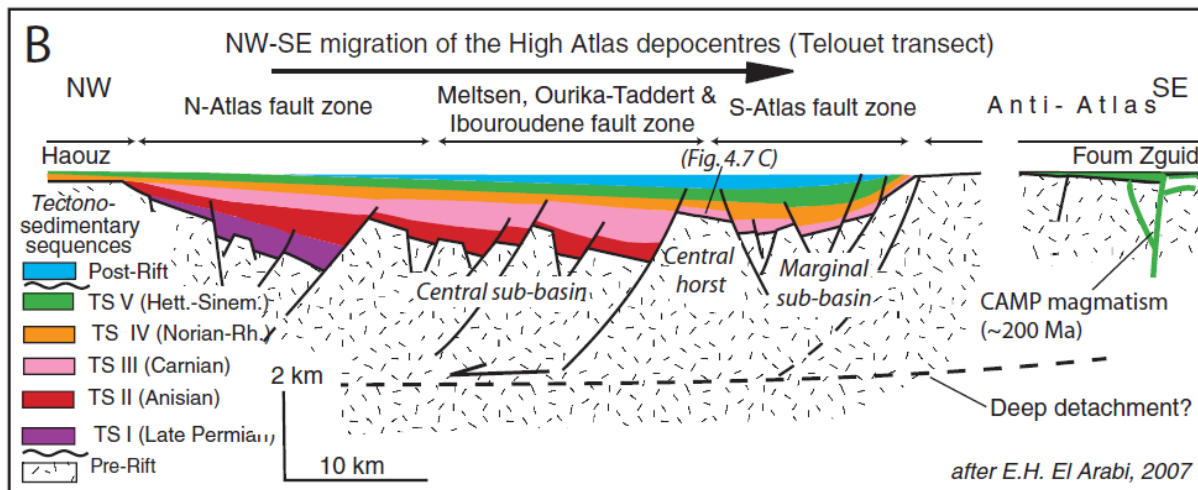


Figure II-22 : Coupe NO-SE au Sud du Haut Atlas de Marrakech. Elle montre la migration progressive de la déformation et la succession de dépocentres pendant le rifting. Les plus jeunes sédiments syn-rift sont scellés sous des formations post-sinémuriennes (de Frizon de Lamotte et al., 2008).

Dans le domaine atlantique, le rifting se produit principalement pendant le Trias (Le Roy et al., 1997, 1998 ; Hafid et al., 2000, 2006 ; El Arabi, 2007 ; Fig. II-22) tandis que ce dernier dure jusqu'au Jurassique dans le domaine téthysien (El Kochri et Chorowicz, 1996 ; Souhel et al., 1998, 2000 ; Mehdi et al., 2003 ; Chafiki et al., 2004 ; Ettaki et Chellai, 2005 ; Aït Addi, 2006 ; parmi d'autres).

Le rifting cesse pendant le Jurassique moyen. Le type de sédimentation et les études de thermochronologie basse température convergent alors pour identifier à l'échelle du Nord du Maroc un événement d'exhumation important. Une sédimentation marine se maintient jusqu'au Bathonien, où la sédimentation passe à un régime fluvial, avec la mise en place « des couches rouges » (Jenny

et al., 1981 ; Charrière et al., 1994, 2005 ; Haddoumi et al., 1998, 2002, 2008 ; Monbaron et al., 1999 ; Feist et al., 1999 ; Fig. II-23).

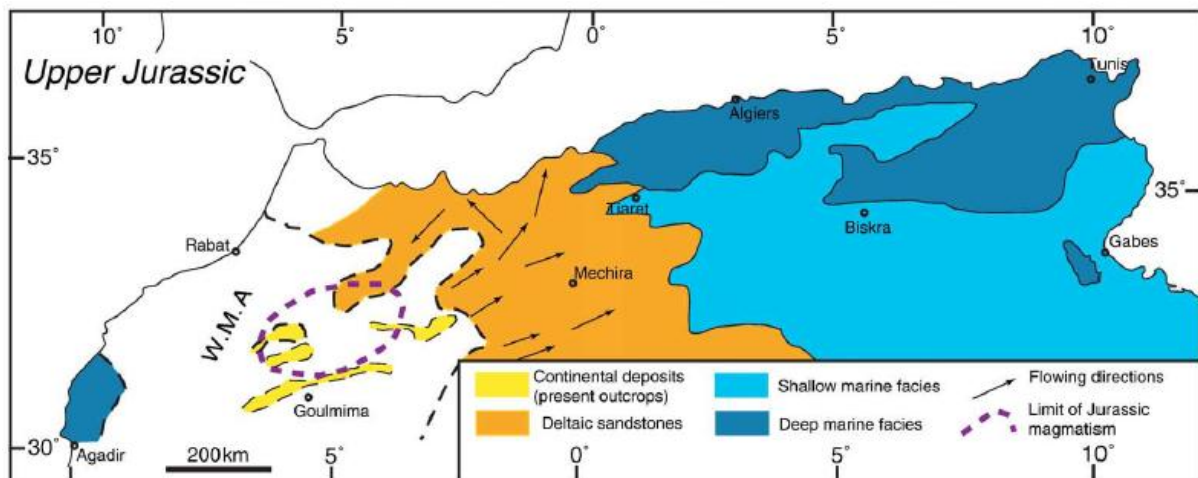


Figure II-23 : Carte paléogéographique du Maghreb pendant le Jurassique supérieur (Frizon de Lamotte et al., 2009).

Cette phase de sédimentation continentale détritique se prolonge jusqu'à la fin du Crétacé inférieur quand les transgressions apto-albiennes provoquent la submersion de tout le Nord du Maroc au CénoMano-Turonien. Ceci permet alors le dépôt de carbonates, à grande échelle, qui constitue un repère stratigraphique clef au Maroc. Consécutivement, les variations du niveau marin pendant le reste du Crétacé supérieur furent enregistrées par de légères variations dans le registre sédimentaire (depuis des carbonates de mer peu profonde à des évaporites et quelques bancs de grès fins). Le Nord du Maroc est alors faiblement subsident du Crétacé supérieur jusqu'à l'Eocène moyen (Herbig, 1988 ; Herbig et Trappe, 1994), et cette subsidence permet l'accumulation de 1 à 1,5 km de sédiments (par exemple dans le bassin du Souss, Mustaphi et al., 1997 ; dans le bassin de Ouarzazate, Beauchamp et al., 1999). Cette subsidence au Maroc est également confirmée par des études thermochronologie basse température menées sur la Meseta occidentale (Ghorbal et al., 2008 ; Saddiqi et al., 2009). Ces deux études montrent en effet des résultats semblables qui indiquent un réchauffement après le Crétacé inférieur/CénoMano-Turonien.

II.5.B. Evolution orogénique du domaine atlasique

A partir de la fin du Crétacé inférieur/début du Crétacé supérieur, l'Afrique entame sa remontée vers l'Europe (Rosenbaum et al., 2002). Les preuves de déformation au Crétacé supérieur

sont rares, et proviennent de l'observation de quelques discordances locales, sans structures tectoniques de grande ampleur (Froitzheim, 1984 ; Charrière et al., 2009). L'essentiel de la topographie a été acquise au Cénozoïque (Laville et Piqué, 1992 ; Frizon de Lamotte et al., 2000, 2008). Jusqu'à l'Eocène moyen, la stratigraphie du domaine atlasique est dominée par des dépôts de mer épicontinentale, mer qui couvrait le Nord du Maroc (Fig. II-24 ; Tabuce et al., 2005 ; Charrière et al., 2009).

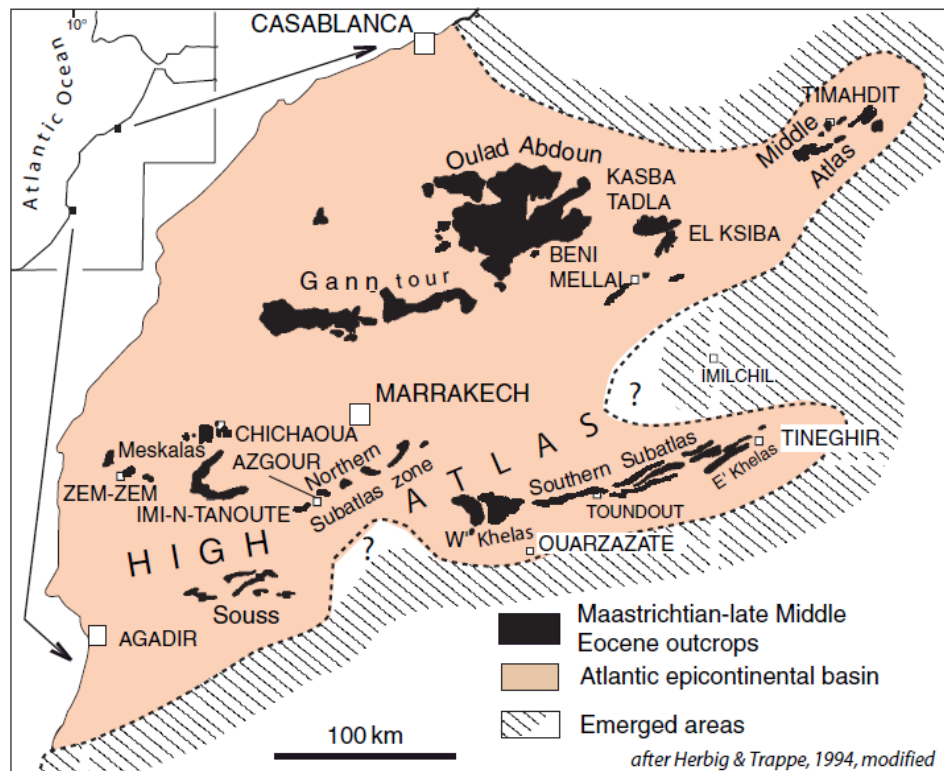


Figure II-24 : Carte paléogéographique du Nord du Maroc pendant le Maastrichtien-Eocène moyen (Frizon de Lamotte et al., 2008, d'après Herbig et Trappe, 1994).

La sédimentation change à partir de l'Eocène supérieur, et passe de marine à continentale (voir El Harfi et al., 2001 pour une synthèse dans le bassin de Ouarzazate). Contrairement à l'Algérie et la Tunisie, les dépôts post-éocènes sont peu représentés au Maroc, érodés, ou continentaux et mal datés. Ainsi, le calendrier tectonique des déformations au Maroc est mal établi. Frizon de Lamotte et al. (2000) proposent un calendrier unifié à l'échelle de tout l'Atlas, mettant en jeu deux événements tectoniques principaux : (1) le premier à l'Eocène supérieur, en se basant sur des arguments de sédimentologie (El Harfi et al., 2001) et le fait que toutes les formations marines antérieures à l'Eocène supérieur se retrouvent surmontés de dépôts continentaux ; (2) le second du Pliocène à l'actuel, sur la base d'arguments structuraux.

Cependant, d'autres études évoquent une déformation continue depuis l'Oligo-Miocène (Beauchamp et al., 1999 ; Benammi et al., 2001 ; Tesón et Teixell, 2008 ; Tesón et al., 2010).

Contexte géologique

L'élément clef qui permettrait de trancher une fois pour toute réside dans la datation, complexe, des formations continentales et la reconnaissance précise des géométries entre ces différents corps sédimentaires.

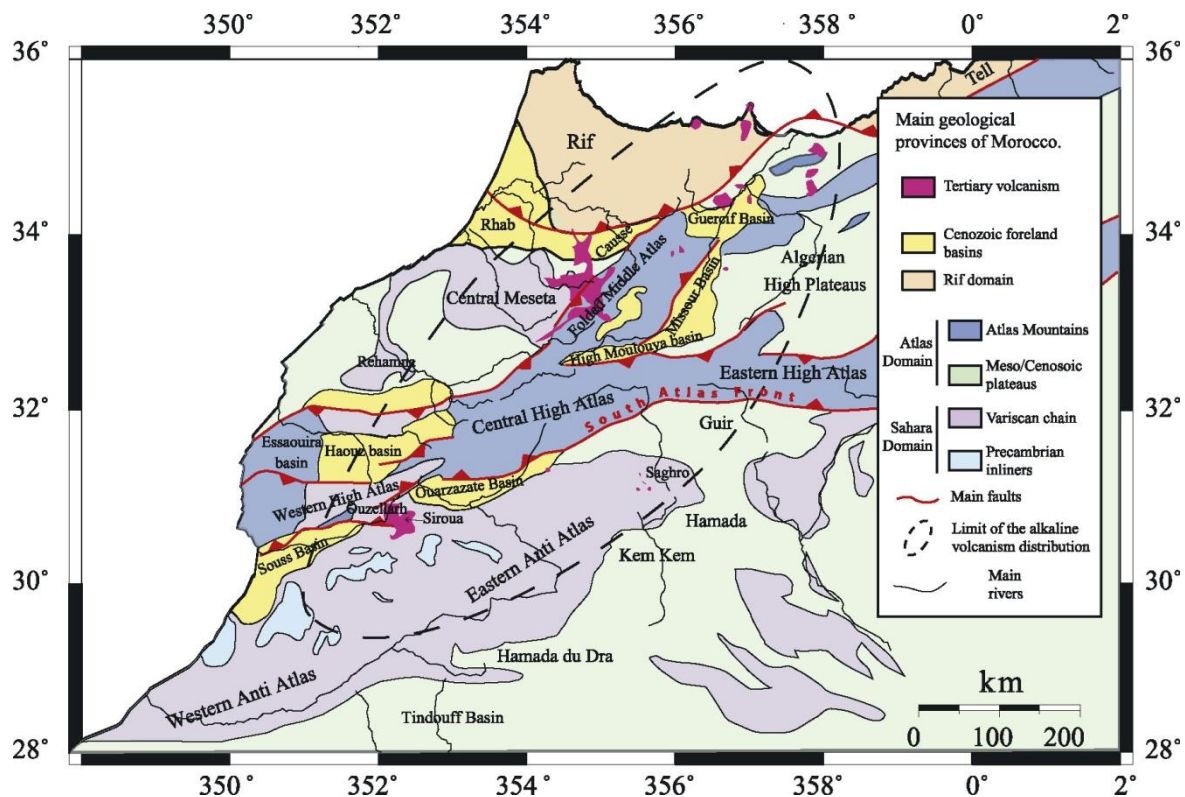


Figure II-25 : Carte montrant les principaux domaines géologiques du Maroc (Missenard et al., 2006).

La déformation sur les fronts et dans la chaîne atlasique a été décrite dans plusieurs études, synthétisées par Frizon de Lamotte et al., 2008. La chaîne est étroite et le taux de raccourcissement reste toujours plutôt faible, entre 10-20 % au niveau du Haut Atlas de Marrakech à 35 % dans le Haut Atlas Central vers l'Est (Teixell et al., 2003 ; Frizon de Lamotte et al., 2008). Le style tectonique associé à ces déformations est majoritairement « thick-skinned » (*i.e.* impliquant le socle) mais d'étroites régions du front exhibent par endroits des portions de chaînes plissées d'avant-pays (par exemple dans la zone sub-atlasique à l'Est du bassin de Ouarzazate ; Saint-Bezar et al., 1998 ; Frizon de Lamotte et al., 2000 ; Teixell et al., 2003 ; Tesón et Teixell, 2008).

L'amplitude de la déformation d'âge éocène supérieur est difficile à évaluer, car aucun argument structural n'est visible dans les bassins d'avant-pays où sont conservés des sédiments de cette période. De plus, pour le Haut Atlas de Marrakech (entre Haut Atlas occidental et central ; fig. II-25) ainsi que les deux autres domaines central et occidental, le cœur de la chaîne ne conserve pas de sédiments récents permettant de contraindre l'âge précis de cette phase de déformation.

Néanmoins, les dépôts détritiques, parfois grossiers, nécessitent l'existence d'une paléotopographie à cette époque, probablement liée à une chaîne de montagne plus étroite que l'actuelle.

A partir de l'Oligo-Miocène, les bassins d'avant-pays montrent que le style de la déformation change le long des fronts, selon l'héritage structural et la puissance des niveaux de décollement (Fig. II-26 ; Missenard et al., 2007). Vers l'intérieur de la chaîne, l'accommodation se fait par le biais de failles de socle, comme c'est le cas du Front Sud Atlasique (SAF), qui montre un rejet kilométrique pendant le Cénozoïque (Missenard, 2006).

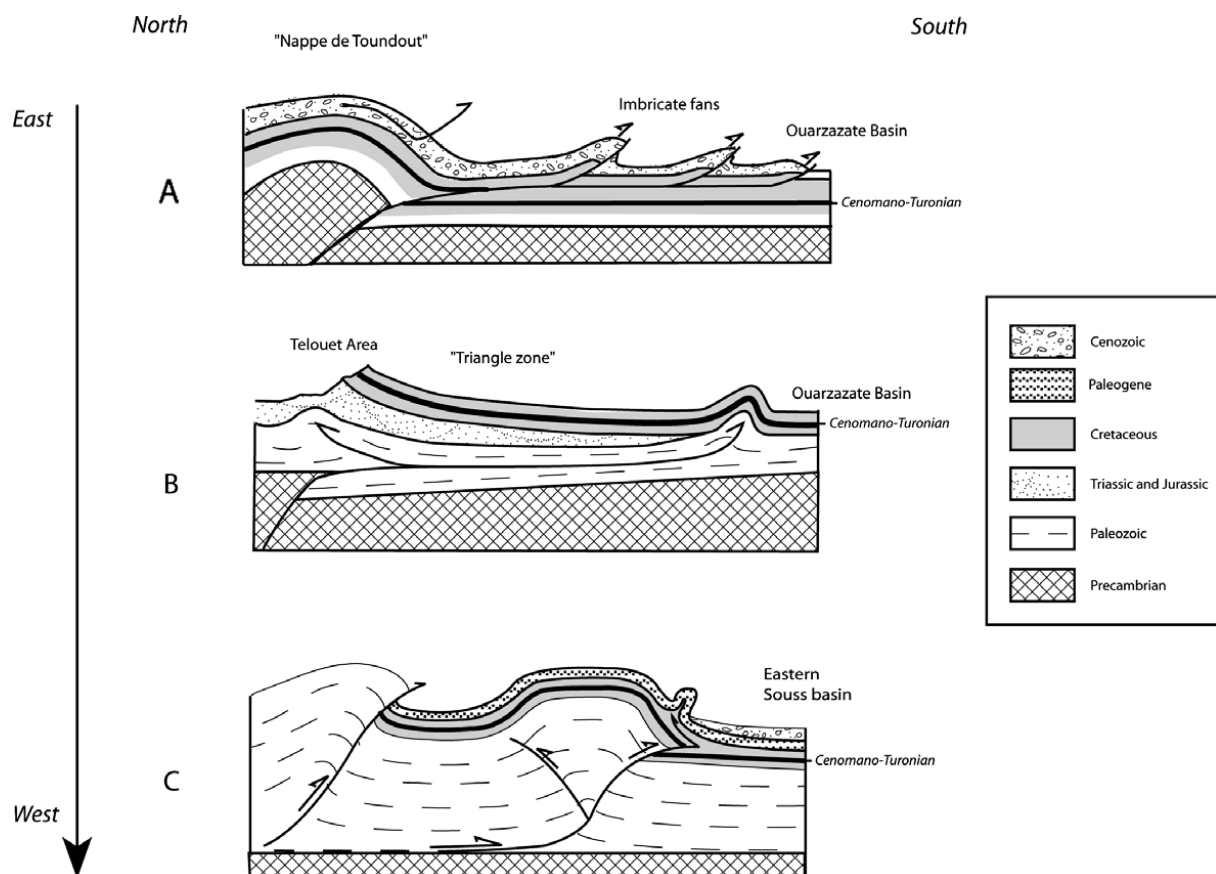


Figure II-26 : Evolution des styles structuraux le long du Front Sud Atlasique depuis le Haut Atlas Central (A), en passant au Sud du Haut Atlas de Marrakech (B) jusque dans le Haut Atlas Occidental (C) (Missenard et al., 2007).

Ainsi, la majorité de la topographie actuelle est post-Eocène. D'après leur étude structurale dans la zone sub-atlasique au Nord du bassin d'Ouarzazate, Tesón et Teixell (2008) proposent que la première étape tectonique ait lieu au Miocène inférieur(?)-moyen, suivie d'une déformation plus ou moins continue jusqu'à l'actuel. D'autres auteurs ont mis en évidence l'existence d'une déformation pendant le Miocène, à partir du registre sédimentaire (El Harfi et al., 2001 ; Tesón et al., 2010), de la répartition des dépôts mio-pliocènes (Babault et al., 2008), d'arguments structuraux (Tesón et Teixell, 2008) et d'arguments de thermochronologie basse température (Missenard et al., 2008 ;

Contexte géologique

Balestrieri et al., 2009). Malgré tout, le calendrier tectonique des déformations n'est pas encore totalement admis.

Enfin, des éléments de géophysique, de géologie structurale et de sismique ont proposé que les Atlas au Maroc présentent une topographie anormalement élevée en raison d'une anomalie thermique dans le manteau lithosphérique (Seber et al., 1996 ; Teixell et al., 2003 ; Frizon de Lamotte et al., 2004 ; Teixell et al., 2005 ; Zeyen et al., 2005 ; Missenard et al., 2006). D'après ces études, il est accepté qu'une part non-négligeable de la topographie est due au fait qu'une portion de lithosphère est amincie sous les Atlas et contribue à environ un kilomètre additionnel de topographie (Fig. II-27 ; Missenard, 2006).

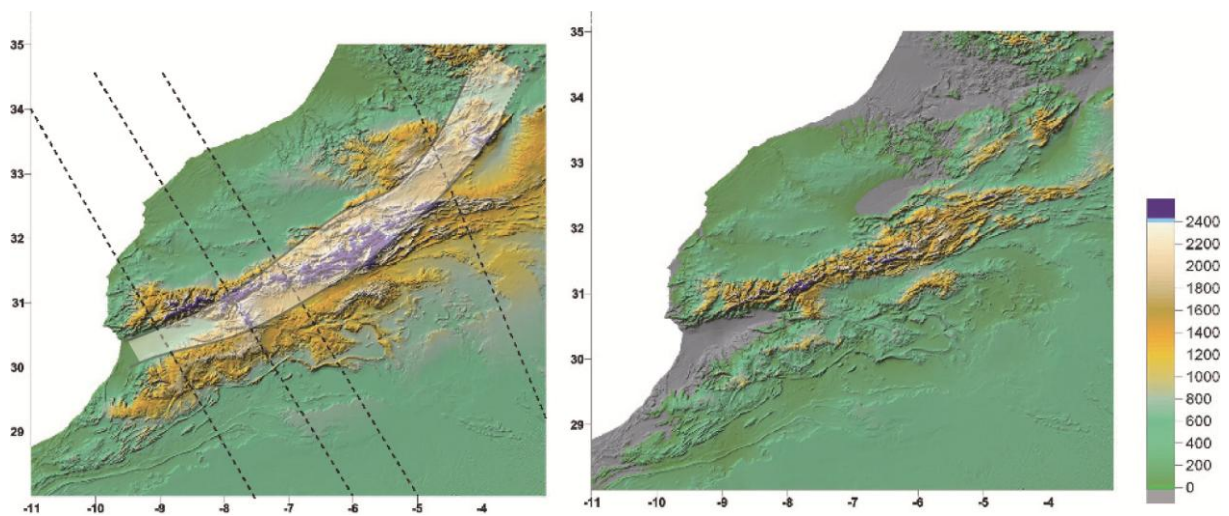


Figure II-27 : Carte topographique du Nord-ouest du Maroc à gauche, et la même, corrigée de l'anomalie lithosphérique à droite (de Missenard, 2006). Les profils à gauche sont ceux utilisés par Missenard et al. (2006) pour contraindre la géométrie de l'amincissement lithosphérique sous le Maroc. En blanc transparent est superposée la position approximative de l'anomalie d'épaisseur. A droite est présentée une échelle des altitudes, en mètres.



Contexte géologique

Figure II-28 : Affleurement de Sidi Rahal, dans la zone sub-atlasique nord, au Sud-est de Marrakech. Les formations mio-pliocènes sont recouvertes en discordance par des terrasses quaternaires horizontales, elles-mêmes soulevées par rapport au bassin actuel.

La mise en place de l'anomalie lithosphérique est considérée d'âge miocène (Missenard et al., 2008 ; Babault et al., 2008) et coïnciderait ainsi avec la phase de déformation que certains auteurs envisagent (voir ci-dessus). Enfin, la déformation se poursuit actuellement et des formations d'âge mio-pliocène peuvent même être déformées par des événements récents (Sebrier et al., 2006 ; Fig. II-28).

Partie 3

THERMOCHRONOLOGIE BASSE TEMPERATURE SUR APATITE

III. La thermochronologie basse température (TBT) sur apatite

III.1. Principes de la TBT et thermochronomètres

Le fonctionnement des thermochronomètres se base sur le principe de la désintégration d'un couple radioactif dont les éléments fils (par exemple ^4He ou les traces de fission) sont susceptibles d'être évacués du cristal par diffusion (pour l'hélium) ou cicatrisation (pour les traces de fission). Ces perturbations (diffusion, cicatrisation) dépendant fortement de la température. La gamme de température considérée, pourvu qu'elle soit relativement basse (60-300°C), fait de ces thermochronomètres une source d'information en ce qui concerne l'évolution thermique de la croûte. L'identification de phases de refroidissement ou de réchauffement dans ces évolutions thermiques peut ensuite être traduite en mouvements verticaux (enfouissement vs. exhumation). Les « âges » obtenus par ces méthodes ne sont pas des âges absolus, et ne reflètent rien d'autre que l'accumulation d'éléments fils en fonction de la diffusion/cicatrisation, processus dépendants de la température. Ils sont généralement interprétés par le biais de modélisations d'histoires thermiques et sont à même de révéler les processus (enfouissement/exhumation) qui ont affecté les roches.

Chaque thermochronomètre se caractérise par : (1) sa cinétique de diffusion (/cicatrisation) et (2) l'évolution de ces coefficients de diffusion/cicatrisation en fonction de la température. D'autres paramètres viennent compliquer ces considérations « simples ». Pour les thermochronomètres de l'apatite, ces paramètres sont les suivants : la taille et la forme du cristal (Farley, 2000 ; Cherniak et al., 2009 ; Beucher et al., 2013 ; Brown et al., 2013), la composition chimique des minéraux (Green et al., 1986 ; Donelick et al., 1999 ; Barbarand et al., 2003 ; Gautheron et al., 2013) ou bien l'accumulation dans le réseau cristallin de défauts qui font varier les valeurs du coefficient de diffusion de l'hélium (Green et al., 2006 ; Gautheron et al., 2009 ; Flowers et al., 2009). En conséquence, de nombreuses études ont été faites et restent à faire pour améliorer notre compréhension précise de ces paramètres. En effet, les « âges » thermochronologiques présentent rarement une distribution simple. La connaissance précise des mécanismes de diffusion (/cicatrisation) est donc essentielle pour interpréter convenablement les dispersions en « âge » obtenues lors d'analyses. La figure III-1 présente la gamme des thermochronomètres dits de « basse température » qui peuvent être utilisés.

Dans cet ensemble de thermochronomètres, la méthode des traces de fission et la méthode (U-Th-Sm)/He sur apatite (respectivement appelées méthodes AFT et AHe par la suite) ont la particularité d'être des systèmes thermochronologiques sensibles aux variations de température

dans une gamme « froide », de 50 à 110°C (Reiners et al., 2005). Cela permet aux utilisateurs de ces méthodes de prendre en compte les variations de basse température qui se produisent dans les 3-4 premiers kilomètres de la croûte supérieure et ainsi d'étudier les mouvements superficiels de la surface terrestre. Je présente dans cette partie les connaissances essentielles pour comprendre et utiliser les méthodes AFT et AHe.

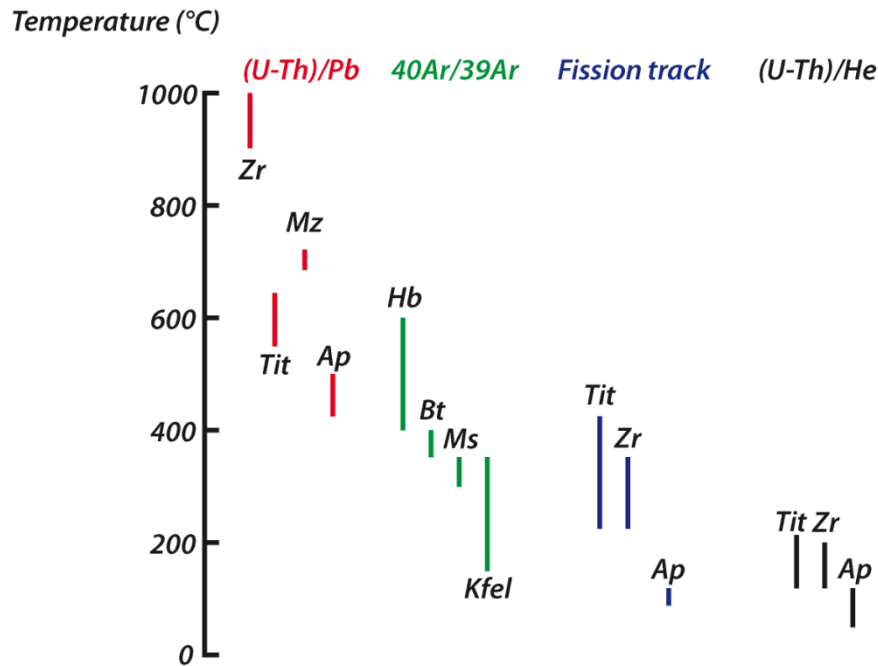


Figure III-1 : Gamme de sensibilité thermique des différents thermochronomètres. Zr : zircon ; Tit : titanite ; Mz : monazite ; Ap : apatite ; Hb : hornblende ; Bt : biotite ; Ms : muscovite ; Kfel : feldspath potasique. D'après Reiners et al. (2005).

III.2. La méthode des traces de fission sur apatite

La méthode AFT se base sur l'accumulation de défauts dans le réseau cristallin, les traces de fission. La fission produit à partir de la désintégration d'un atome lourd deux atomes fils, lesquels, porteurs de forte énergie cinétique endommagent le réseau cristallin en introduisant un défaut nommé « trace de fission » (Fleischer et al., 1975). Dans l'apatite, ces traces résultent de la fission spontanée de ^{238}U , ^{235}U et ^{232}Th , mais seul ^{238}U est pris en compte pour (1) sa constante de fission plus faible en comparaison des deux autres et (2) son abondance relative (il représente 99,3 % de l'U total sur Terre). Des températures relativement basses (60-110°C) suffisent pour cicatrifier les traces de fission, dont la préservation est ainsi très dépendante du chemin thermique parcouru par les échantillons.

II.2.A. Principe et méthode AFT

Un « âge » trace de fission est calculé en faisant le rapport entre quantité d'éléments fils (*i.e.* les traces) et quantité d'éléments père (^{238}U). A cette fin, les apatites sont montées dans des plots de résine, puis polies et attaquées à l'acide HNO_3 pour révéler les traces (Price et Walker, 1962). Ce traitement permet de révéler les traces de fission dites spontanées (par unité de surface) directement liées à la fission spontanée du ^{238}U . La méthode suivie est ensuite celle dite du « détecteur externe » (Gleadow, 1981 ; Hurford, 1990). Une feuille de mica est appliquée sur la surface portant les apatites polies, et ce montage subit une irradiation sous neutrons thermiques. Ceux-ci possèdent la capacité de provoquer la fission des ^{235}U grâce à leur basse énergie ($< 0,2 \text{ MeV}$). Cette irradiation de l'apatite génèrera à sa surface des traces latentes, affectant également le réseau cristallin dans la lamelle de mica, en fonction de la concentration en ^{235}U par unité de surface de la face polie de l'apatite. Une seconde attaque acide, cette fois de la surface du mica, révèle les traces dites « induites » liées à la concentration en ^{235}U de la surface de l'apatite. La connaissance du rapport $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ ($\sim 137,88$), constant dans la nature, permet de remonter à la concentration en ^{238}U par unité de surface. On peut ainsi calculer un « âge » AFT, suivant l'équation de désintégration classique :

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N \quad \text{qui donne par intégration} \quad N_{\text{fils}} = N_{\text{pères}} \times (e^{\lambda t} - 1)$$

avec λ la constante de désintégration, N le nombre d'éléments et t le temps. On peut extraire de cette équation le temps t , mais le problème du ^{238}U est que sa constante de décroissance « contient » à la fois la désintégration produisant des particules α et la fission. Ainsi, l'expression prenant en compte ces deux paramètres devient :

$$t = \frac{1}{\lambda_{\alpha}} \times \ln \left(\frac{\lambda_{\alpha}}{\lambda_f} \times \frac{N_s}{^{238}\text{N}} + 1 \right)$$

Avec λ_{α} et λ_f les constantes de désintégration α et de fission, respectivement, N_s le nombre de traces spontanées et ^{238}N le nombre d'atomes de ^{238}U . ^{238}N n'est pas connu, mais est déterminé par la méthode du détecteur externe expliquée précédemment. Les grandeurs caractéristiques de l'irradiation sont la fluence (nombre de neutrons/cm²) et le flux associé. La section de capture neutronique, σ (cm⁻²), doit être connue ainsi que le facteur de correction géométrique, entre muscovite et apatite, G (qui vaut 0,5 ; Gleadow et Lovering, 1977). En introduisant ces paramètres, sachant que I correspond au ratio $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$, on obtient l'équation suivante :

$$t = \frac{1}{\lambda_{\alpha}} \times \ln\left(\frac{\lambda_{\alpha} \rho_s}{\lambda_f \rho_i} I \sigma \phi G + 1\right)$$

où ρ_s et ρ_i sont les densités de traces spontanées et induites, par unité de surface, respectivement, σ la section de capture neutronique, ϕ la fluence neutronique et G le facteur de correction géométrique. La densité de traces est déterminée par le ratio entre le nombre de traces comptées et la surface sur laquelle ces traces ont été comptées. En pratique, un oculaire du microscope utilisé pour le comptage contient une grille de dimensions connues permettant d'estimer précisément la « surface comptée ». Néanmoins, les facteurs ϕ et σ liés à l'irradiation restent inconnus. Ceux-ci sont déterminés indirectement par l'utilisation de verres standards qui contiennent une quantité d'uranium connue (Hurford, 1990). Une densité de traces par unités de surface ρ_d est ainsi calculée dans ces verres, de telle sorte qu'on obtient $\phi = B \times \rho_d$. B étant une constante liée au dosimètre (rapport neutrons/traces induites). Cependant, B est difficile à déterminer et on ne détermine pas encore σ . La méthodologie AFT surmonte ce problème par l'utilisation de standards d'apatite dont les « âges » sont connus. Pour cela, nous nous basons sur la méthode du Zeta (Hurford et Green, 1983). Pour la détermination du Zeta, deux standards internationaux sont utilisés en routine :

- l'apatite de Durango, qui a un âge AFT de $31,4 \pm 0,7$ Ma (Naeser et Fleischer, 1975) ;
- l'apatite de Fish Canyon, avec un âge AFT de $27,7 \pm 0,7$ Ma (Steven et al., 1967 ; Hurford et Hammershmidt, 1985 ; Kunk et al., 1985).

L'utilisation du facteur Zeta permet une dernière ré-écriture de l'équation donnant l'âge AFT :

$$t = \frac{1}{\lambda_{\alpha}} \times \ln\left(\frac{\rho_s}{\rho_i} \lambda_{\alpha} \rho_d G \zeta + 1\right)$$

Dans cette dernière équation, la valeur de ρ_d est liée à l'irradiation et correspond à la densité de traces induites dans des verres standards qui contiennent une concentration en uranium connue. Ces verres servent de référence pour les caractéristiques physiques de l'irradiation. Dans ce travail, les verres standards utilisés sont les dosimètres CN5, définis par les normes internationales de l'IUGS (Hurford, 1990). Les irradiations ont été effectuées à Garching en Allemagne. La valeur du Zeta englobe les incertitudes liées à la fluence du faisceau neutronique et à l'observateur, et est déterminée par des mesures effectuées sur des standards. L'âge AFT de ces standards étant connu, l'utilisateur mesure ρ_s , ρ_i et ρ_d , et connaissant G et λ_{α} , il est alors possible de calculer un zeta ponctuel pour l'échantillon standard. Cette procédure est répétée pour 5 irradiations différentes avec au minimum 2 standards d'apatite pour chaque irradiation. Le facteur Zeta est ensuite calculé comme une moyenne pondérée des valeurs individuelles obtenues pour chaque standard (Green, 1985).

Le calcul de l'âge pour un échantillon, est basé sur des mesures faites dans 20 cristaux, datés individuellement par cette méthode. L'âge central est utilisé pour l'échantillon comme âge global (Galbraith et Laslett, 1993).

Dans la page suivante, je présente le tableau de résultats utilisés pour déterminer mon facteur Zeta moyen (Table 1).

Irradiation	Standard	Zeta	Error
JOC1	<i>Durango</i>	370	29
JOC1	<i>FishCanyon</i>	320	28
JOC3	<i>Durango</i>	396	42
JOC3	<i>Fish Canyon</i>	392	32
JOC5	<i>Durango</i>	344	24
JOC5	<i>Fish Canyon</i>	418	28
09_96	<i>Durango</i>	369	28
09_96	<i>Fish Canyon</i>	391	30
OR01	<i>Fish Canyon</i>	338	27
OR02	<i>Fish Canyon</i>	382	32
Weighted mean Zeta		368	
Error		10	

Table 1 : Calcul du Zeta personnel, suivant la méthode de Hurford and Green (1983) et pondération pour le Zeta moyen (Green, 1985).

III.2.B. Les longueurs de traces et le rôle de la chimie des apatites dans leur cicatrisation

Initialement, la trace de fission possède une longueur maximale (Gleadow et al., 1986), qui est fonction de l'énergie des deux atomes fils générés par la fission. L'effet de températures supérieures à 60°C (Green et al., 1989) provoque une réduction de cette longueur initiale, jusqu'à ce que la trace soit entièrement résorbée (Wagner et Raimier, 1972 ; Fleischer et al., 1975 ; Haack, 1977 ; Laslett et al., 1987 ; Green et al., 1989 ; Fig. III.2). Il est ensuite possible de déterminer le paramètre cinétique qui gouverne cette « cicatrisation ». Les modèles de cicatrisation des traces de fission dans les apatites ont été développés tout d'abord par Laslett et al. (1987) et Green et al. (1989). D'autres études ont par la suite complété ces modèles, en montrant l'importance de la chimie dans l'évaluation des caractéristiques cinétiques de la cicatrisation (Crowley et al., 1991 ; Sullivan et Parrish, 1995), avec l'exemple des substitutions du Ca (Carlson et al., 1999 ; Barbarand et al., 2003). Enfin, Ketcham et al. (2007) ont proposé un modèle cinétique pour la cicatrisation des traces de fission qui prend en compte et unifie dans ce modèle les données de la littérature sur les

différentes expériences de cicatrisation. En pratique, ceci est effectué soit par la mesure du Dpar (*i.e.* la longueur des trous d'attaque acide parallèle à l'axe c de l'apatite) dans les cristaux d'apatite où l'on compte les traces, soit en mesurant la proportion massique du chlore. Celui-ci est utilisé comme proxy pour évaluer les propriétés cinétiques de cicatrisation des échantillons (Burtner et al., 1994 ; Barbarand et al., 2003). Le modèle développé par Ketcham et al. (2007) repose sur la relation empirique existant entre deux apatites qui subissent une cicatrisation de leurs traces de fission suivant l'équation déterminée par Ketcham et al. (1999):

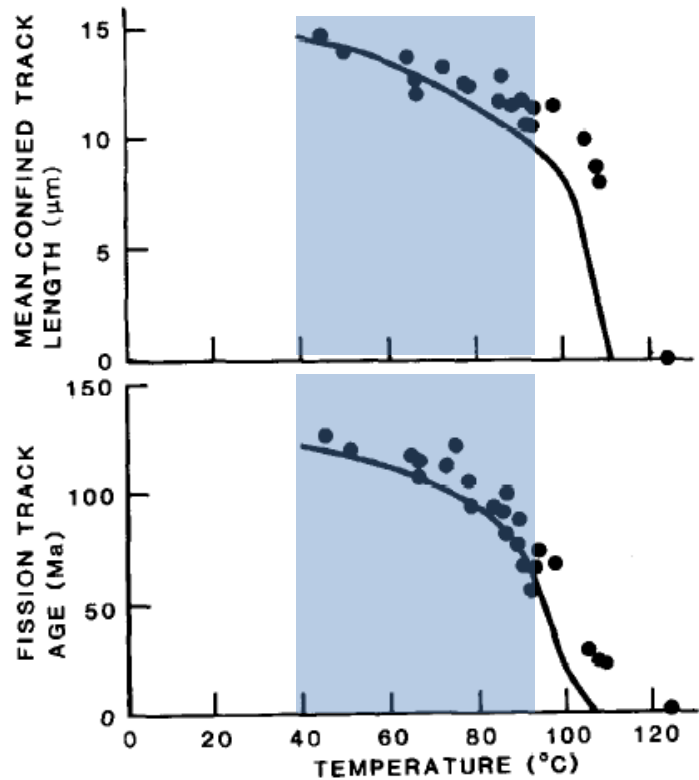


Figure III-2. Evolution des âges AFT et des moyennes de longueurs de traces de fission en fonction de la température, dans un puits du bassin d'Otway, Australie (Green et al., 1989). En rectangle bleu est indiqué la zone de cicatrisation partielle (ZCP).

$$r_{lr} = \left(\frac{r_{mr} - r_{mr0}}{1 - r_{mr0}} \right)^{\kappa}$$

Dans cette équation, r_{lr} et r_{mr} correspondent aux longueurs réduites à cause de la cicatrisation pour l'apatite la moins résistante et la plus résistante, respectivement. Les valeurs de r_{mr0} et κ sont déterminées empiriquement ; celle du r_{mr0} correspond à la longueur réduite de l'apatite la plus résistante lorsque les longueurs de traces de fission de l'apatite la moins résistante sont totalement cicatrisées. A partir de cette équation, Ketcham et al. (2007) ont décrit les relations entre r_{mr0} et les valeurs de Dpar ou de proportion massique de chlore, suivant les relations suivantes :

$$r_{mr0} = 0,83 \times \left(\frac{Cl * -0,13}{0,87} \right)^{0,23}$$

$$r_{mr0} = 0,84 \times \left(\frac{4,58 - Dpar}{2,98} \right)^{0,21}$$

De ces équations est obtenu un lien relativement direct entre la chimie de l'apatite, approchée par le Dpar ou la proportion massique du chlore, qui peut être utilisé pour mieux contraindre les modélisations thermiques.

Ainsi, la moyenne de longueur d'une population de traces (généralement, 100 longueurs sont mesurées pour une représentation statistiquement raisonnable) et la forme de la distribution en longueurs de cette population contiennent une information permettant de contraindre l'histoire thermique des échantillons (Fig. III-3 ; Green et al., 1989; Gallagher et al., 1998 ; Carter et Gallagher, 2004). Les modélisations proposées dans la figure III-3 permettent de comprendre l'impact, en termes de thermicité de la « zone de cicatrisation partielle » (ZCP), qui représente une gamme de température de 60-110°C (Green et al., 1989 ; Gallagher et al., 1998) où l'équilibre entre la création et la cicatrisation des traces est fortement contrôlé par la température. Un refroidissement rapide dans cette ZCP résultera ainsi en une population de traces très peu cicatrisées, présentant une moyenne de longueur de traces autour de 13-14 μm (Fig. III-3.2.,-3.3) tandis qu'un refroidissement plus lent et donc un séjour prolongé dans la ZCP réduirait significativement cette moyenne (Fig. III-3.1). Pour des températures supérieures à 110°C les traces de fission dans le cristal sont totalement cicatrisées tandis que le maintien du cristal à des températures inférieures à 60°C permet leur quasi-conservation, non cicatrisées et avec leur longueur maximale.

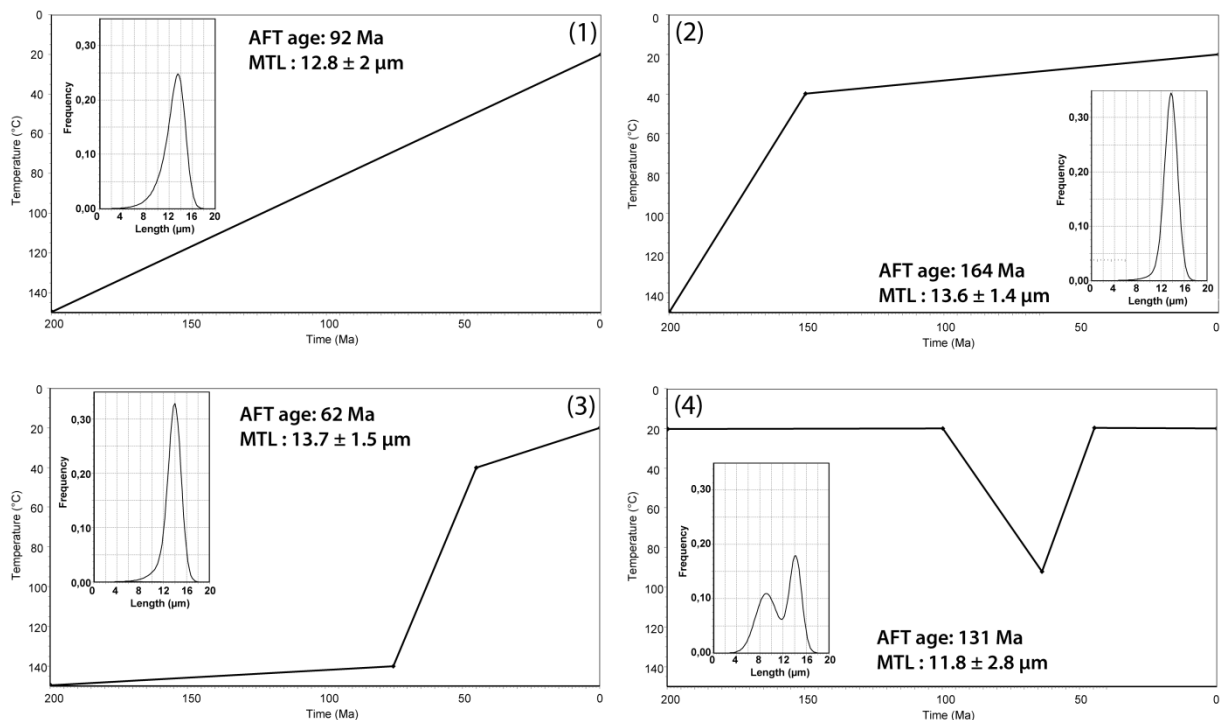


Figure III-3 : Modélisations d'histoires thermiques types avec HeFTy (Ketcham et al., 2005) et prédictions associées (âge AFT, moyenne des longueurs, distribution des longueurs). Pour les deux cas de refroidissement rapide (2) et (3), les distributions des longueurs de traces sont similaires et seuls les âges AFT permettent de les distinguer. La modélisation (1) montre qu'un refroidissement lent « étale » la distribution des longueurs vers les longueurs courtes, ceci étant dû au séjour prolongé dans la ZCP. Enfin, un événement de réchauffement (4) provoquera la cicatrisation partielle d'une partie des traces de fission déjà existantes, générant un pic de distribution autour de 8-9 μm tandis que le retour aux conditions "froides" de surface génère à nouveau un pic d'abondance en traces à 13-14 μm . D'autre part, cet événement rajeunit fortement l'âge AFT.

III.3. Méthode (U-Th-Sm)/He sur apatite

La méthode de datation (U-Th-Sm)/He est fondée sur l'accumulation d'hélium radiogénique ^4He , accumulation provenant de la désintégration des atomes de ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th et ^{147}Sm . Chacun de ces atomes peut être intégré dans le réseau cristallin de l'apatite et ainsi contribuer à cette accumulation. Ainsi, on peut déterminer un « âge » AHe qui résultera de l'équilibre entre la production de ^4He , sa perte par éjection sur les bordures du cristal et sa diffusion, qui dépend de l'histoire thermique subie par l'échantillon.

III.3.A. Détermination de l'âge (U-Th)/He (AHe)

III.3.A.1. Principe général

L'équation classique qui lie la production de ^4He aux quantités d'atomes producteurs s'écrit :

$$^4\text{He} = 8 \times ^{238}\text{U}(e^{\lambda_{238}t} - 1) + 7 \times ^{235}\text{U}(e^{\lambda_{235}t} - 1) + 6 \times ^{232}\text{Th}(e^{\lambda_{232}t} - 1) + 1 \times ^{147}\text{Sm}(e^{\lambda_{147}t} - 1)$$

où λ représente la constante de désintégration α pour chacun des isotopes radioactifs. Les coefficients (8, 7, 6 et 1) précédant chaque isotope dans la formule ci-dessus correspondent au nombre de particules α émises lors de leur désintégration. Les constantes de désintégration sont fournies dans le tableau 2 ci-dessous. L'équation fournie permet donc également d'extraire la variable temps pour déterminer l'âge.

Elément père	Elément fils	Nombre particules α	Valeur de λ (a^{-1})
^{238}U	^{206}Pb	8	$1.551 \cdot 10^{-10}$
^{235}U	^{207}Pb	7	$9.848 \cdot 10^{-10}$
^{232}Th	^{208}Pb	6	$4.933 \cdot 10^{-10}$
^{147}Sm	^{143}Sm	1	$6.539 \cdot 10^{-10}$

Tableau 2 : Constantes de désintégration de chacun des éléments pères.

Il est possible de considérer, pour chaque isotope père, sa contribution en ^4He en fonction de sa concentration et de sa constante de désintégration. En pratique, ceci permet de déterminer une valeur composite, nommée « uranium efficace » (eU par la suite), qui englobe sous une seule valeur la quantité d'isotopes pères dans un cristal d'apatite donné. La valeur composite d'eU suit l'équation :

$$eU = U + 0,24 \times Th + 0,008 \times Sm$$

où les coefficients 0,24 et 0,008 dépendent à la fois de la constante de désintégration et du nombre de particules α produites pour Th et Sm respectivement.

Cette quantité globale d'éléments contribuant à la production d'hélium radiogénique sera ensuite utilisée comme proxy pour évaluer quantitativement l'importance des défauts cristallins générés par les désintégrations (voir partie III.3.B.2).

III.3.A.2. Procédure expérimentale et standards

La détermination de l'âge nécessite de déterminer les concentrations en ^4He et en isotopes pères dans chacun des cristaux. En pratique, l'analyse procède en deux temps. D'une part, la quantité d'hélium radiogénique dans chaque cristal est obtenue par dégazage individuel par chauffage laser au laboratoire GEOPS d'Orsay. D'autre part, les concentrations en U, Th et Sm sont mesurées par ICP-QMS, au laboratoire LSCE de Gif-sur-Yvette.

La procédure expérimentale permettant d'obtenir les âges AHe est également menée sur des apatites standards. Celles-ci possèdent des âges AHe connus qui sont utilisés comme références pour estimer l'erreur analytique de nos expériences. Des apatites standards sont analysées à chaque expérience. Ces standards sont :

- Durango, dont l'âge AHe corrigé de l'éjection donne 31 ± 1 Ma (McDowell et al., 2005) ;
- Limberg Tuff, dont l'âge AHe corrigé de l'éjection donne $16,8 \pm 1$ Ma (Kraml et al., 2006) ;
- un standard interne, FOR3, dont l'âge AHe corrigé de l'éjection vaut $113,3 \pm 12,4$ Ma ;

III.3.A.3. Corrections des âges AHe : éjection des particules α et distance d'arrêt

Les isotopes radioactifs relâchent de fortes quantités d'énergie lors de la désintégration α , énergie qui se répartit entre la particule α émise et l'atome lourd restant. Ces deux atomes subissent ainsi un mouvement lié à la conversion d'une partie de cette énergie en énergie cinétique. Cette distance dite de « recul » pour l'atome lourd est significativement plus faible que la distance parcourue par la particule α , d'au moins 1 ou 2 ordres de grandeur (Ziegler, 2008), eu égard à leurs masses très différentes. La distance d'arrêt pour la particule α va de 2,3 à 34,2 μm (valeur moyenne d'environ 20 μm ; Ziegler et al., 1985 ; Farley et al., 1996). Il résulte de ceci qu'une perte de ^4He par éjection hors du cristal est possible, d'autant plus importante que le cristal d'apatite sera petit (Fig. III-4).

La perte par éjection a été quantifiée par Farley et al. (1996), qui introduisirent le facteur d'éjection F_T . Ce facteur prend en compte la perte due aux « bordures » du cristal et propose une correction, où l'âge corrigé vaut $\text{âge initial}/F_T$. La formule du F_T est donnée par : $F_T = 1 - \frac{3R}{4Rs}$, où R_s correspond au rayon de la sphère équivalente et R la distance d'arrêt. La correction est considérée valide si U, Th et Sm sont répartis de la façon la plus homogène possible. Cette correction F_T a été revue pour des géométries 3D de cristaux réalistes (Gautheron et al., 2006 ; Herman et al., 2007 ; Ketcham et al., 2011) et pour des cristaux présentant des zonations en U et Th (Gautheron et al., 2012).

Il faut noter que la détermination de ce F_T induit une erreur, erreur liée à la taille du cristal. En effet, la distance d'éjection étant en moyenne égale à 20 μm , la quantité d'hélium initialement produite dans un cristal dont la largeur du prisme est inférieure à 40 μm , sera difficile à évaluer avec certitude. Cette erreur induite par l'utilisation du F_T est illustrée dans la figure III-5, et généralement considérée comme peu importante si les apatites sélectionnées possèdent un F_T variant dans une gamme de 0,68 à 1 (erreur de 10 % au maximum ; Fig. III-5).

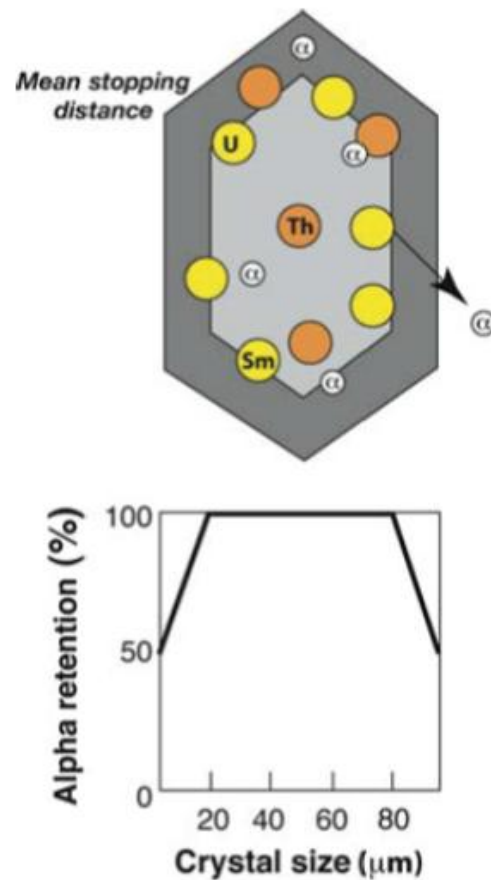
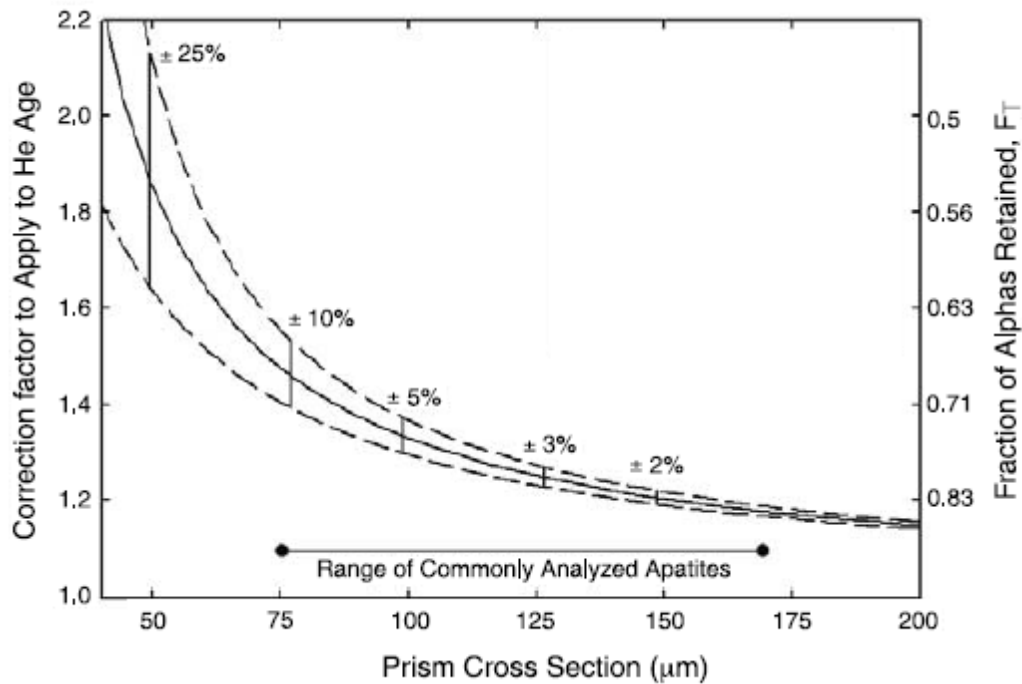


Figure III-4 : Exemple d'un cristal d'apatite de 100 μm de largeur, montrant la bordure de 20 μm où sont perdus une partie des ^4He par éjection. Le diagramme montre la proportion de rétention du gaz le long d'une section.

III.3.B. Diffusion de l'hélium dans l'apatite

III.3.B.1. Principe de la diffusion et température de fermeture



Dès l'instant où sont produites des particules α , les atomes de ^4He subissent une diffusion dans le cristal suivant un gradient de concentration décroissante (Loi de Fick). Dans le cas du ^4He , cela signifie depuis l'intérieur du cristal vers ses bordures, étant donné que le ^4He existe en concentration extrêmement faible dans l'atmosphère. L'apatite peut néanmoins subir des implantations d'hélium

Figure III-5 : Evolution de la correction F_T à appliquer à l'âge AHe calculé, en fonction de la taille du prisme d'apatite (Ehlers and Farley, 2003). L'erreur associée à la correction est indiquée par les chiffres en pourcentages qui donnent l'erreur à 2σ .

de la part de cristaux voisins (Herman et al., 2007 ; Spiegel et al., 2009 ; Gautheron et al., 2012), comme de la part de zircons. En effet, la longue distance d'arrêt des particules α rend possible la transmission d'hélium radiogénique à une apatite de la part de cristaux adjacents.

Si on considère un terme de « production » P , qui suit une loi temps-dépendante, on peut écrire l'équation de diffusion suivante, pour une géométrie sphérique, dans une dimension :

$$\frac{\partial C_{He}}{\partial t} = \frac{D}{a^2} \left(\frac{\partial^2 C_{He}}{\partial r^2} + \frac{2}{r} \frac{\partial C_{He}}{\partial r} \right) + P$$

où l'évolution de la concentration en ^4He est donnée en fonction du temps, comme une fonction dépendante de la distribution en ^4He dans l'espace du cristal (défini par sa taille a et la distance radiale par rapport au cœur de la sphère r). D est le coefficient de diffusion. De plus, la diffusion de l'hélium suit une loi d'Arrhénius dans les cristaux, ce qui permet de préciser l'écriture du coefficient de diffusion, suivant l'équation :

$$\frac{D}{a^2} = \frac{D_0}{a^2} e^{\left(\frac{-E_a}{RT}\right)}$$

où D est le coefficient de diffusion, a le domaine de diffusion (*i.e.* la taille du grain dans le cas de l'apatite), D_0 est le facteur de fréquence, E_a l'énergie d'activation (en J/mol), R la constante des gaz parfaits (8,314 J/mol/K) et T la température (en kelvin).

Cependant, comme expliqué précédemment, la température influe sur le coefficient de diffusion : (1) pour les basses températures, la diffusion sera négligeable comparée à l'accumulation, le système est donc fermé ; (2) pour de hautes températures, la diffusion est suffisamment active pour que le cristal ne soit pas rétentif à l'hélium. La connaissance de ce domaine de température intermédiaire où une forme d'équilibre entre diffusion et rétention existe est importante puisqu'elle conditionne la cinétique de la diffusion dans le système. La température à laquelle le système comporte statistiquement 50 % de particules piégées et 50 % de particules diffusées est nommée température de fermeture, T_c . L'expression de cette température T_c a été formulée par Dodson (1973). La température de fermeture représente un paramètre cinétique, dépendant du taux de variation de la température (taux de refroidissement et/ou de réchauffement).

Pour l'apatite, les valeurs de D_0 et E_a ont été déterminées de façon empirique par des expériences de diffusion, d'implantation ionique de tirs au microfaisceau (ERDA, NRA) ou bien de façon théorique (théorie de la fonctionnelle de la densité) (Fig. III-6). De nombreuses estimations du coefficient de diffusion dans l'apatite ont été effectuées (Zeitler et al., 1987 ; Wolf et al., 1996 ; Warnock et al., 1997 ; Ouchani et al., 1998 ; Farley, 2000 ; Shuster et Farley, 2004 ; Shuster et al., 2006 ; Cherniak et al., 2009 ; Shuster et Farley, 2009 ; Bengston et al., 2012).

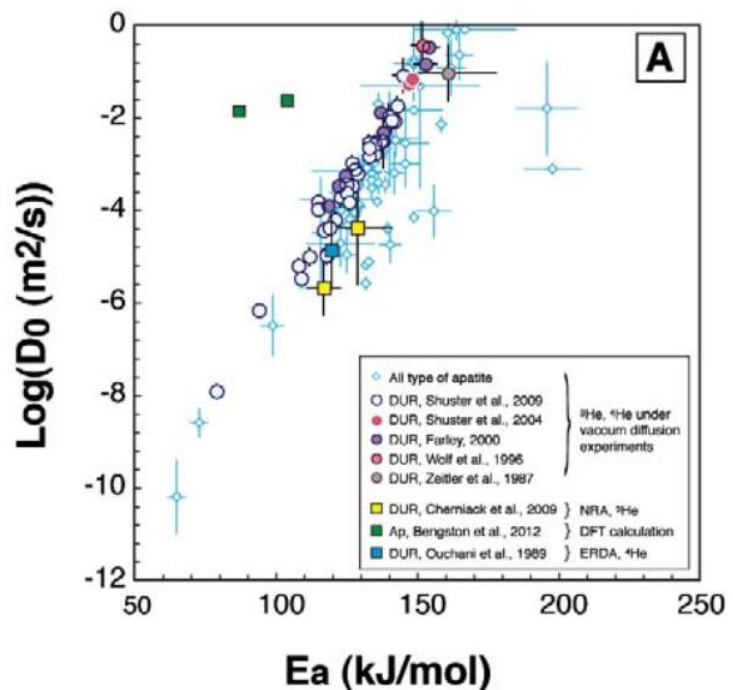


Figure III-6 : Estimations empiriques et théoriques des valeurs de D_0 et E_a pour différentes apatites (Gautheron, pers. comm.). La valeur de a vaut 100 μm . En losanges bleus clairs, valeurs pour tous types d'apatites excepté Durango. Les cercles indiquent les valeurs déterminées grâce à des expériences de diffusion pour le standard Durango. Les carrés colorés indiquent des valeurs déterminées par NRA (Nuclear Reaction Analysis), ERDA (Elastic Recoil Detection Analysis) et calculs DFT (Density Functional theory) pour le standard Durango. Toutes les valeurs obtenues sont remarquablement cohérentes dans le graphique $\text{Log } D_0 = f(E_a)$.

III.3.B.2. Effets des dommages liés à la désintégration α sur la diffusion de l'hélium

La température de fermeture de l'apatite pour la méthode AHe dépend de l'évolution des variations de température et se trouve donc essentiellement contrôlée par l'histoire thermique subie par l'échantillon. En remarquant les divergences importantes, et inattendues, entre âges AFT et AHe dans certaines études (ces derniers étaient alors plus vieux ; Hendriks et Redfield, 2005 ; Green et al., 2006), Green et al. (2006) ont suggéré que la désintégration de U et Th pourrait jouer un rôle dans ces divergences.

A partir d'expériences de diffusion, Shuster et al. (2006) ont démontré que les paramètres de diffusion (liés à T_c) montraient des corrélations avec la concentration en hélium dans les cristaux d'apatite (Fig. III-7). Ils ont alors proposé que plus la quantité de U et Th était importante (en l'approximant par la quantité de He), plus la rétention de l'hélium augmentait, en faisant l'hypothèse que les dommages cristallins produits par les radiations se comportent comme des pièges pour les molécules de ^4He . Shuster et al. (2006) ont aussi construit un modèle de piégeage qui prenait en compte les variations du coefficient de diffusion par accumulation des dommages au cours du temps. Ce modèle rendait alors mieux compte des observations, mais évacuait la question d'une cicatrisation possible des dommages liés à la désintégration α , que Weber et al. (1997) considèrent cicatrisés à haute température ($> 150^\circ\text{C}$; Farley (2000) a proposé $> 290^\circ\text{C}$).

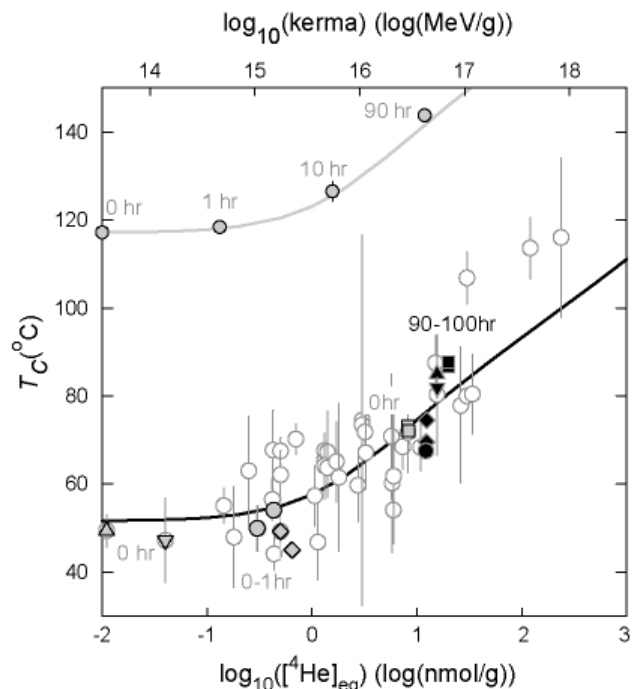


Figure III-7 : Estimation des températures de fermeture, déduites des expériences diffusion (Shuster et al., 2009), en fonction du log de la concentration en hélium dans chacun des cristaux étudiés.

Pour pallier à ce manque, deux modèles prenant en compte l'accumulation des dommages et leur cicatrisation ont été proposés par Gautheron et al. (2009) et Flowers et al. (2009). Les deux modèles utilisent (1) le modèle d'accumulation de dommages proposé par Shuster et al. (2006) et (2) la cinétique de cicatrisation des traces développée par Ketcham et al. (2007) (r_{mro} , voir partie III.2.B)

comme proxy pour la cicatrisation des dommages dus à la désintégration. Les différences observées entre ces deux modèles résident dans :

- Premièrement, le modèle de diffusion a été réalisé en 1D dans le cas du modèle de Flowers et al. (2009) et 3D pour celui de Gautheron et al. (2009).
- Deuxièmement, les deux modèles intègrent les variations du coefficient de diffusion, en introduisant un paramètre corrélé à la quantité de dommages accumulés dans le réseau cristallin. Ceci fait que dans les deux cas, les modèles donnent une expression pour le coefficient de diffusion, qui suit la forme :

$$D = \frac{D_0 \times e^{-(E_a/RT)}}{1 + \omega e^{E_b/RT}}$$

où E_b représente l'énergie de liaison additionnelle associée au dommage radiatif dans le réseau cristallin, et ω est un coefficient proportionnel à la densité de dommages radiatifs (fraction du volume par rapport au volume total). Le facteur ω incorpore ainsi à la fois la production et la cicatrisation des dommages radiatifs. A partir de cette formulation similaire de l'évolution du coefficient de diffusion, les deux modèles diffèrent dans la façon dont sont corrélées ω et le nombre de dommages. Flowers et al. (2009) adoptent une corrélation qui suit une loi de corrélation cubique calibrée empiriquement et qui reproduit globalement bien les données pour des concentrations variables en éléments radioactifs producteurs de ^4He (il s'agit de la concentration en uranium efficace, ou « eU »). A contrario, Gautheron et al. (2009) ont adopté une loi de corrélation linéaire, qui est en adéquation avec la théorie physique de la diffusion, reproduisant moins bien les données pour de faibles eU.

Globalement, les deux modèles proposent le plus souvent des prédictions similaires pour les histoires thermiques complexes dans les cas d'échantillons subissant des variations lentes de températures au cours de leur histoire (Gautheron et al., 2013 ; voir la partie 4, section IV dans ce travail), et montrent des écarts pour les faibles eU (Fillon et al., 2013 ; Gautheron et al., 2013). Les apports majeurs de ces deux modèles ont été de démontrer que l'introduction de dommages radiatifs rendait compte des changements de la température de fermeture au cours du temps (et donc des propriétés de diffusion), en fonction de l'histoire thermique et de la concentration en uranium efficace (eU ; voir III.3.A). La figure III-8 montre ainsi quelques résultats obtenus par ces deux modèles.

Enfin, de récentes études indiquent de nouveaux champs de recherche pour affiner la méthode AHe. D'une part, la composition chimique des apatites doit être prise en compte,

puisqu'elle jouerait un rôle dans les propriétés de cicatrisation des dommages radiatifs (Gautheron et al., 2013). Pour ce faire, la variabilité chimique des cristaux d'apatite est prise en compte via l'utilisation du r_{mro} (Ketcham et al., 2007). La figure III-9 montre la dispersion des âges AHe associés à cette variation de chimie. D'autre part, la forme et la longueur des grains cassés favorisent la dispersion des âges AHe et doivent ainsi être pris en compte (Brown et al., 2013 ; Beucher et al., 2013).

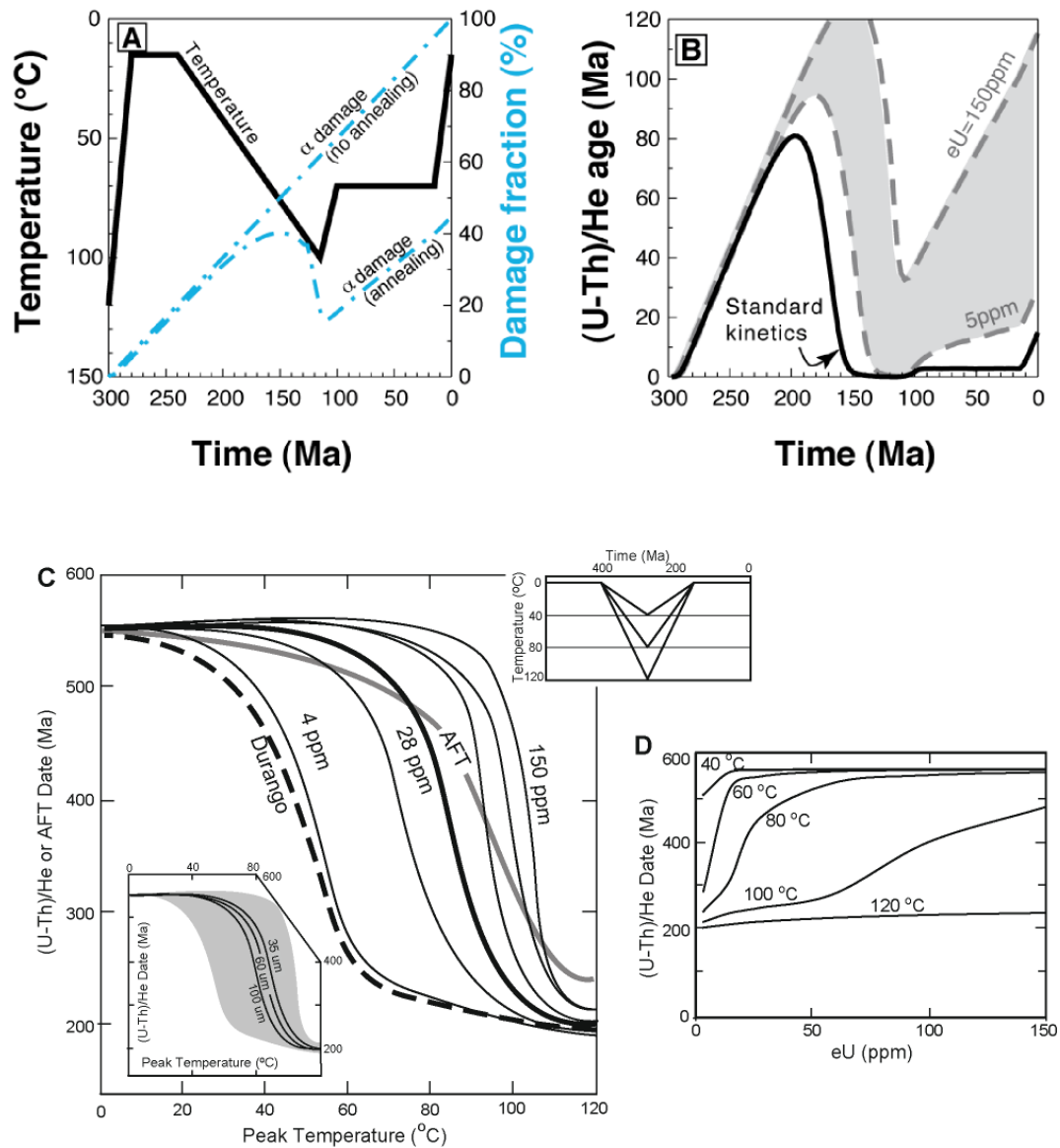


Figure III-8 : Variation des âges AHe dans des cas de réchauffement. (A) Chemin thermique avec réchauffement. Les lignes bleues montrent l'accumulation des dommages avec et sans cicatrisation. (B) Prédiction des âges AHe associées à l'histoire thermique (A), en fonction de l'eU. De façon claire, la gamme d'eU considérée (5-150 ppm) permet d'observer une large dispersion des âges AHe lorsque l'échantillon subit un réchauffement. ((A) et (B) de Gautheron et al. (2009)). (C) et (D). Variations des âges AHe en fonction de la température au maximum de réchauffement, et pour différents eU. Dans (C) on observe la température critique à partir de laquelle les apatites de faible eU (40-60°C) et de fort eU (80-100°C) vont perdre l'hélium par diffusion, température qui dépend de la quantité de dommages radiatifs, liée à l'eU. Au-delà de 110-120°C, toutes les apatites sont rapidement vidées de leur hélium (D). ((C) et (D) de Flowers et al. (2009)).

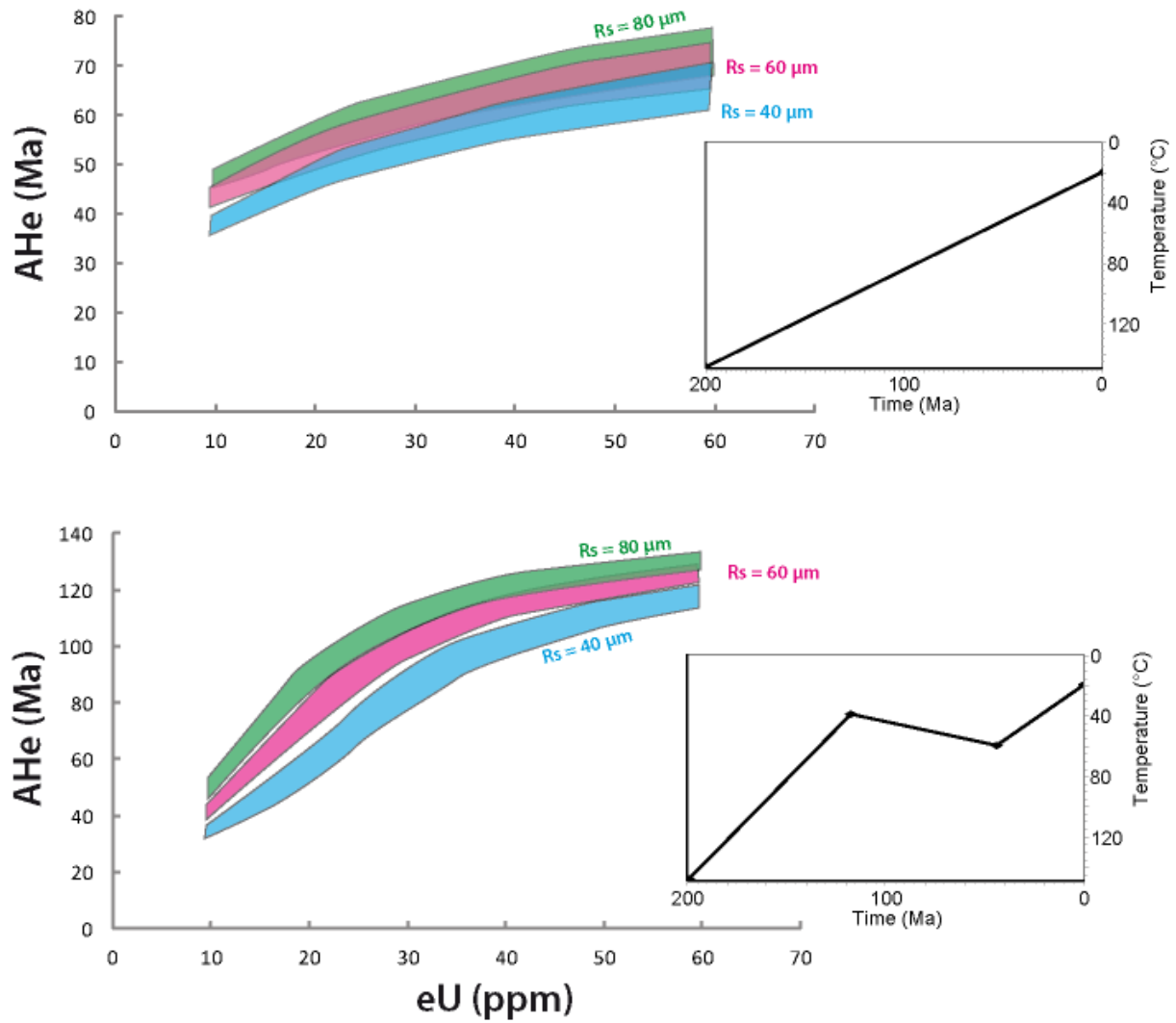


Figure III-9 : Prédications d'âges AHe en fonction de l'eU (ppm) pour deux histoires thermiques données avec HeFTy (Ketcham et al., 2005) et en utilisant le modèle de dommage de Flowers et al. (2009). Différentes tailles de cristaux ont été utilisées (40, 60 et 80 μm pour le rayon de sphère équivalente R_s). Pour chaque taille de R_s , une gamme de r_{m0} a été utilisée, allant de 0,79 à 0,85. Cette gamme permet de montrer la dispersion des âges liée à la chimie.

III.4. Utilisation combinée des deux méthodes

J'ai brièvement présenté les principes et les propriétés des deux thermochronomètres sur apatite dans les parties précédentes. Considérant le recouvrement des gammes de températures auxquelles sont sensibles ces deux thermochronomètres (60-110°C pour la méthode AFT et 40-120°C pour la méthode AHe en fonction des histoires thermiques), la combinaison des deux méthodes peut donc s'avérer profitable pour les contextes géologiques particuliers que sont par exemple les cratons, qui subissent des mouvements a priori lents. En effet, les contextes géologiques plus « actifs » dans lesquels les mouvements affectant la croûte supérieure se font à haute vitesse donneront des âges AFT et AHe relativement similaires, puisque les problèmes liés aux dommages radiatifs sont minorés. A l'inverse, ces dommages entraînent des difficultés à estimer clairement les vitesses de refroidissement, et de façon plus générale à interpréter les données thermochronologiques sur apatite dans les cas de contextes géologiques « stables ».

Ce problème d'interprétation a été posé par Green et Duddy (2006) avec l'exemple de la Suède du Sud, où les âges AHe sont plus âgés que les âges AFT pour les mêmes échantillons, dans le cas d'apatites à forts eU. Comme la gamme de température de fermeture était considérée plus basse pour la méthode AHe que pour la méthode AFT, les auteurs ne s'attendaient donc pas à ce que les âges AHe soient plus vieux. Ces divergences durent attendre les modèles de piégeage et de cicatrization des dommages radiatifs pour trouver une explication (Shuster et al., 2006 ; Flowers et al., 2009 ; Gautheron et al., 2009). Dans ces contextes géologiques (intérieur des continents, cratons), où l'habitude est de penser que ces régions ne peuvent subir que de faibles et lents mouvements, les moyennes de longueurs de traces montrent néanmoins des valeurs relativement étalées (Fig. III-10), de 11,5 à 13 μm et une erreur standard de l'ordre de 0,2 μm (voir discussion dans Gleadow et al., 1986). La distribution des longueurs de traces montre également des histogrammes dont les valeurs s'étalent largement depuis des valeurs assez faibles (7-8 μm) jusqu'aux maximales (13-14 μm). Ces données montrent qu'un examen des données brutes peut déjà fournir une information sur les vitesses de refroidissement ou de réchauffement, qui sont ici qualifiées de relativement lentes.

Cependant, même si les distributions de longueurs de traces fournissent des informations sur les vitesses de mouvements, les âges AFT sont plus délicats à interpréter, car ils peuvent aussi présenter une large dispersion. C'est ici que l'usage couplé AFT/AHe peut enrichir l'analyse.

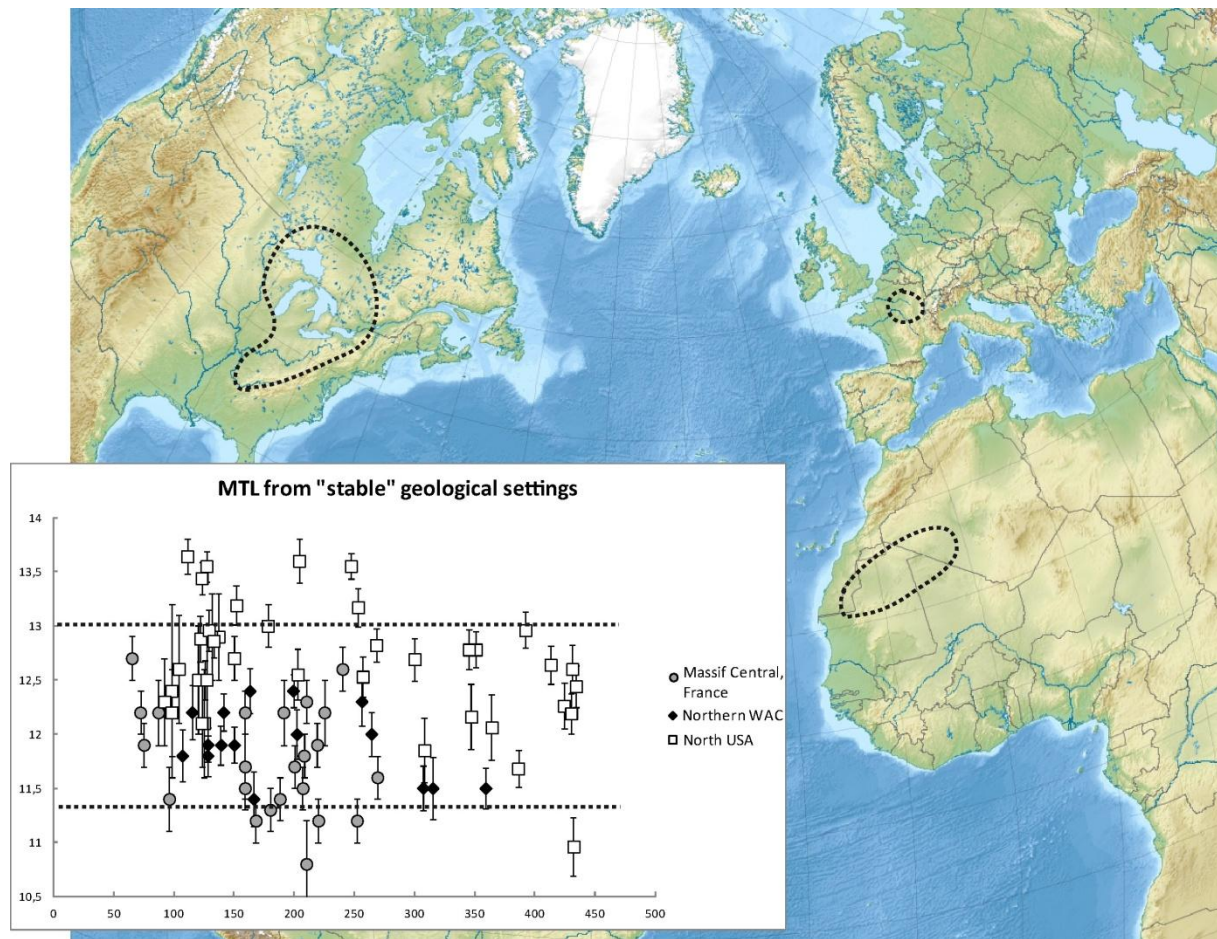


Figure III-10 : Moyennes de longueurs de traces pour des contextes géologiques « stables », ou des cratons. 3 contextes différents ont été considérés : (1) L'Amérique du Nord et sa marge orientale (Crowley et al., 1991 ; Boettcher et Milliken, 1994 ; Wang et al., 1994 ; Lorencak et al., 2004 ; Spotila et al., 2004) , (2) le nord du COA (cette étude) et (3) le Massif central en France (Barbarand et al., 2013). Ces moyennes sont relativement étalées, de 11 à 13 μm . En abscisses sont donnés les âges AFT (en Ma) et en ordonnées les valeurs des moyennes (en μm).

Une fois acquis les modèles d'accumulation et cicatrization des dommages radiatifs dans la diffusion de l'hélium dans les apatites, des études ont pu utiliser la dispersion des âges AHe comme outil pour contraindre les histoires thermiques (Fig III-9). En couplant ces corrélations entre eU et âges AHe avec les âges AFT et les distributions de longueurs de traces, les histoires thermiques des échantillons peuvent alors être contraintes de façon plus précise. En effet, prenons le cas d'une histoire thermique complexe, avec plusieurs phases de réchauffement (Fig. III-11A). L'usage de la seule méthode AFT fournit un âge AFT relativement vieux et une distribution de longueurs de traces étalée autour de 11 μm , qui ne peuvent informer de façon satisfaisante sur l'histoire thermique récente (Fig. III-11B). A l'opposé, la méthode AHe fournit seulement un âge ici qui est très jeune, correspondant uniquement au second réchauffement (Fig. III-11C). Le couplage des deux méthodes est ici manifeste dans la mesure où l'identification des deux épisodes de réchauffement n'est possible qu'à la condition d'utiliser de façon couplée les deux méthodes. Qui plus est, si jamais la

gamme des eU de plusieurs cristaux d'apatite s'avère large, la corrélation âges AHe vs. eU contraindra encore davantage l'ensemble des possibles pour l'histoire thermique.

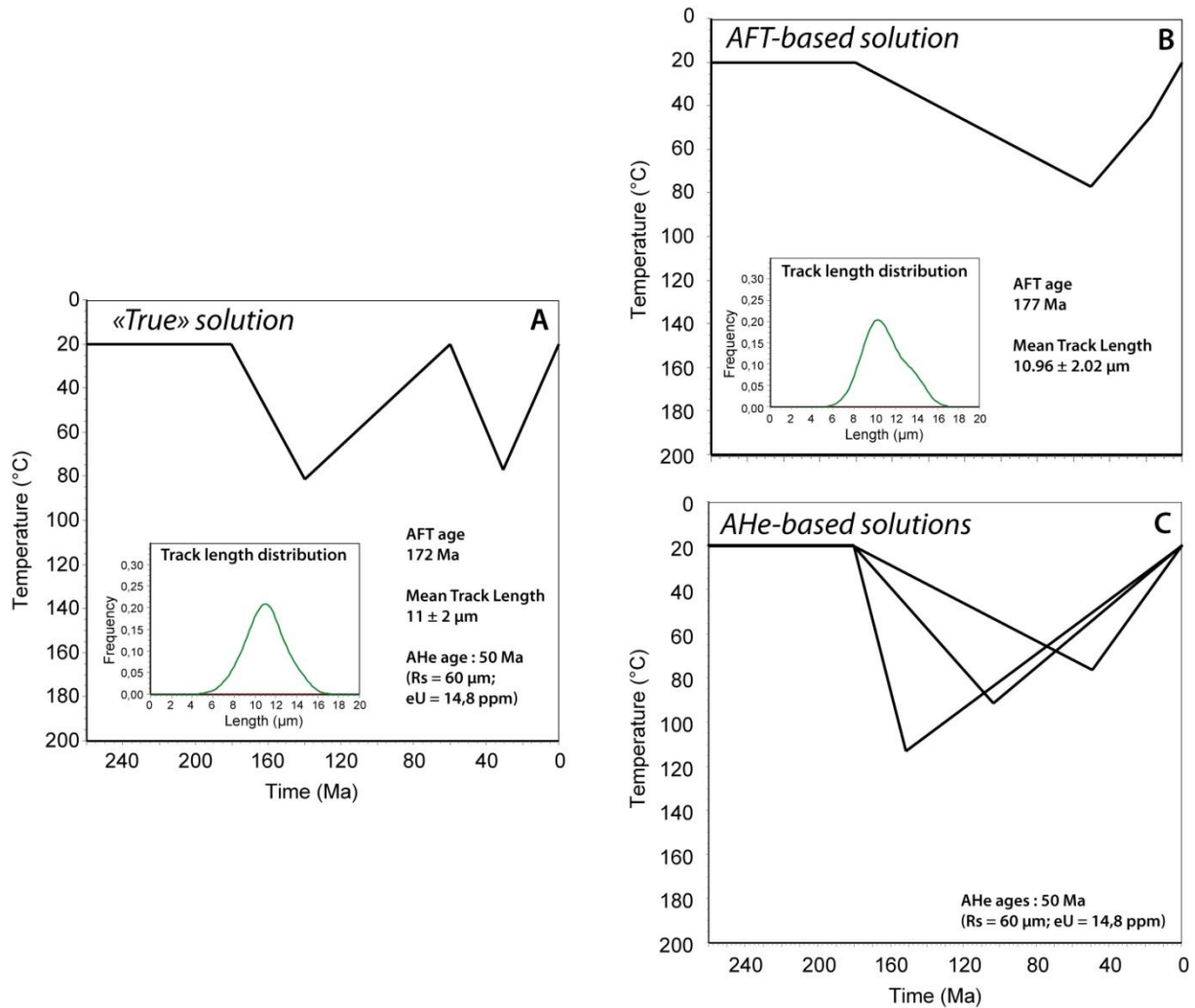


Figure III-11 : Comparaison des histoires thermiques déterminées (A) par la double méthodologie AFT-AHe, (B) par la méthode AFT seule et (C) par la méthode AHe seule. Toutes ces histoires thermiques ont été modélisées avec HeFTy (Ketcham et al., 2005). En B et en C sont proposées des histoires thermiques qui sont compatibles avec les données thermochronologiques (AFT ou AHe). Dans ces deux cas, les histoires déterminées expliquent de façon statistiquement équivalente les données pour une histoire thermique véritable complexe (A), traduisant des changements de température relativement lents, similaires à ce qui se produit dans les cratons.

III.5. Utilisations et limites de la TBT sur apatite

III.5.A. Interprétations directes des histoires thermiques

Une fois déterminée l'histoire thermique, l'analyse peut être poussée plus loin et il est possible de tenter de déterminer les paléogéothermes, les taux d'érosion, l'évolution de la topographie, etc...

Pour l'estimation du paléogéotherme, le problème est relativement complexe, car deux situations peuvent se présenter. Tout d'abord, dans le cas d'une section de roche manquante due à une exhumation, la disparition de la colonne de roches rend l'évaluation du géotherme délicate car la nature des roches érodées n'est pas forcément connue (à voir dans le registre détritique, ou latéralement si des buttes témoins en conservent la trace) et la conductivité thermique de ces roches n'est donc pas nécessairement accessible. Néanmoins, une fourchette raisonnable de cette conductivité pour des roches de socle sera de l'ordre de $2,2\text{--}2,7 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (à 20°C , pour le basalte et le granite respectivement) tandis qu'elle peut être relativement variable pour les roches sédimentaires ou métamorphiques. En général, les conductivités thermiques des roches se situent entre 2 et $5 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$. Ceci posé, le gradient géothermique va dépendre de l'apport de chaleur par le flux géothermique, qui est variable selon les régions. Le flux géothermique au Maroc est connu en partie pour l'actuel dans certaines régions (Rami, 1999). Les valeurs les plus élevées sont obtenues en Alboran et dans le Rif (62 et 47 mW.m^{-2}), tandis que dans le Moyen Atlas, les Mesetas et la marge Atlantique sud ces valeurs sont comprises entre 40 et 42 mW.m^{-2} . Dans l'Anti-Atlas, les valeurs actuelles sont faibles, de l'ordre de 19 mW.m^{-2} . Ainsi, exceptées les valeurs du Nord du Maroc et de l'Anti-Atlas, les flux mesurés sont proche du flux géothermique moyen terrestre ($41,8 \text{ mW.m}^{-2}$). Il n'y a pas de données fiables ou précises à l'intérieur du COA. Néanmoins, ces valeurs ne sont que ponctuelles, et Rami (1999) précise bien qu'elles sont sujettes à des perturbations récentes (volcanisme Plio-Quaternaire par exemple dans le Moyen Atlas). Autrement dit, leur usage pour des échelles de temps de l'ordre de la dizaine ou de la centaine de millions d'années est fortement limité. Avec des hypothèses sur la conductivité thermique des roches et sur le flux géothermique, peuvent être estimées des valeurs de paléogéothermes et il est ainsi possible d'estimer des épaisseurs érodées (Fig. III-12). L'approche plus directe qui consiste à choisir un paléogradient géothermique dans une gamme de gradients géologiquement réalistes aboutit au même type de résultat, mais le choix du gradient posera une incertitude.

Dans le cas d'un événement de réchauffement, c'est-à-dire d'un probable enfouissement, le problème de l'évaluation du flux géothermique reste le même sur de longues échelles de temps,

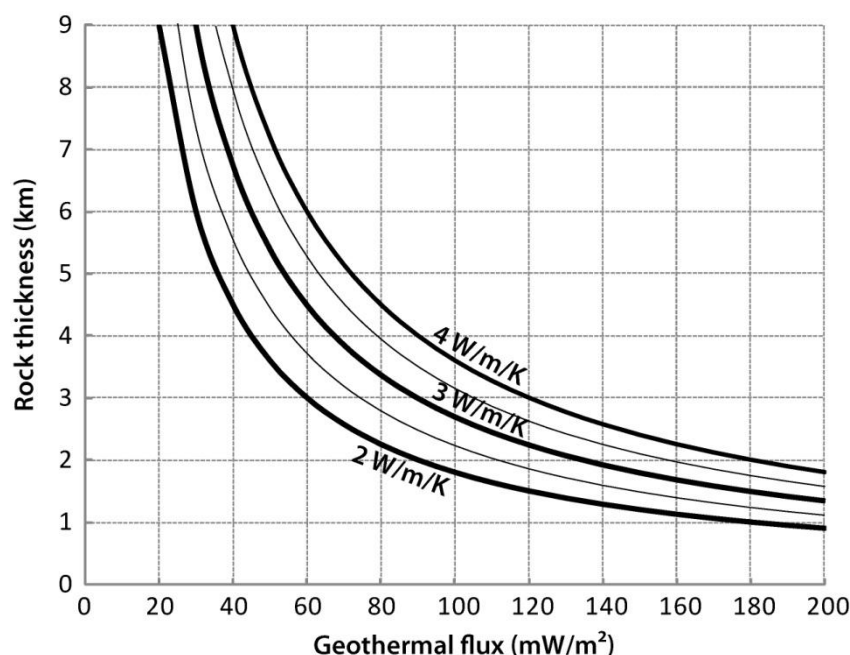


Figure III-12 : Courbes théoriques estimant les épaisseurs de roches érodées lors d'un refroidissement de 90°C d'un échantillon, en fonction du flux géothermique (en mW/m²), et de la conductivité thermique des roches érodées (en W/m/°C). Les variations de conductivités thermiques de 2 à 4 W/m/°C représentent la gamme des valeurs classiques pour les roches de la croûte continentale.

même si les conductivités thermiques des roches traversées sont connues. Dans ce cas, il est néanmoins possible de s'appuyer sur des profils verticaux, par exemple sur des échantillons récoltés le long d'un forage. Ayant ce profil vertical, les valeurs de températures correspondant à l'enfouissement maximal

(estimées sur les modélisations d'histoires thermiques grâce aux données TBT) pour chaque

échantillon le long du profil peuvent être déterminées. Connaissant la distance entre chaque échantillon, il devient possible de calculer au moment de l'enfouissement maximal le paléogradient thermique, à condition d'avoir réussi à modéliser des histoires thermiques robustes (Brown et al., 2002 ; Turner et al., 2008, parmi d'autres). D'autre part, les histoires thermiques peuvent être couplées à d'autres marqueurs de l'enfouissement, par exemple la maturité de la matière organique pour affiner davantage cette histoire ; dans le cas de la réflectance de la vitrinite, cette valeur nous fournira un maximum d'enfouissement facile à interpréter si on sait qu'un seul événement de réchauffement a eu lieu, ou qu'un seul événement thermique de réchauffement a été suffisamment fort pour affecter l'enregistrement de la matière organique. A partir d'une estimation réaliste du paléogradient thermique, il est dans ce cas possible de convertir les variations de températures en variations d'épaisseurs, et remonter à des épaisseurs et des taux d'enfouissement.

L'interprétation peut être poussée davantage pour aboutir à une histoire évolutive de la topographie. Ceci a été entrepris dans plusieurs contextes géologiques (Bishop, 2007 pour une synthèse). Dans le cas des marges passives, nombres de modèles ont été proposés, sur la base de données TBT sur apatite, pour expliquer l'énigme géomorphologique que constitue la préservation de hauts escarpements face à la côte sur certaines d'entre elles, même quand l'ouverture océanique date de plus de 100 Ma (voir les synthèses contrastées de Bishop, 2007 et Japsen et al., 2012). Cette détermination de l'évolution géomorphologique peut également se baser sur l'utilisation de

« contraintes topographiques » conservées dans le registre géologique. C'est le cas du Sud du COA, où plusieurs kimberlites d'âge jurassique affleurent, sous un faciès spécifique qui dépend de la profondeur de mise en place de celles-ci (Skinner et al., 2004). Ce genre d'information permet une estimation précise de la couverture érodée depuis la mise en place de ces kimberlites. Le même type de raisonnement peut être suivi avec des plutons, à condition d'avoir une estimation de la paléotempérature lors de leur mise en place (Saddiqi et al., 2009). Enfin, une autre approche, plus qualitative, utilise les vestiges de couverture sédimentaire pour estimer des épaisseurs minimum ou pour prouver l'existence d'une ancienne couverture à présent érodée. L'étude de Ault et al. (2012) sur le craton Slave en Amérique du Nord utilise ainsi des blocs de couverture conservés dans d'anciens systèmes volcaniques explosifs qui ont emporté une trace de la couverture qui existait encore à l'époque de leur mise en place.

III.5.B. Méthodologie des modélisations thermiques

Dans cette étude, deux logiciels de modélisations ont été utilisés, HeFTy (Ketcham et al., 2005) et QTQt (Gallagher, 2012). Ces deux logiciels utilisent le modèle de cicatrisation des traces de fission le plus récent (Ketcham et al., 2007) et les modèles d'accumulation/cicatrisation des dommages radiatifs (seulement celui de Flowers et al. (2009) pour HeFTy et les deux dans le cas de QTQt). Ces deux logiciels utilisent des approches différentes mais leur utilisation conjointe est pertinente.

Deux approches peuvent être menées pour produire des histoires thermiques, en approche directe, ou inverse. Générer une histoire thermique repose dans un premier temps sur la capacité à produire un modèle direct. Dans les sections précédentes de cette partie III, j'ai présenté les différentes propriétés des deux thermochronomètres sur apatite. Leur connaissance permet de prédire, a priori, pour une histoire thermique donnée, quelles seront leurs caractéristiques en termes d'âges AFT et AHe, et en termes de distribution des longueurs de traces. Dans cette première approche directe, des histoires thermiques sont testées manuellement et leurs prédictions sont comparées directement aux données mesurées. Une approche dite « inverse » peut également être menée. Pour cette approche inverse, la procédure peut se faire de différentes façons, mais, ainsi que le détaillent Ketcham et al. (2005), ces approches doivent satisfaire à au moins 3 critères. Il faut :

- (1) Posséder un moyen statistique pour comparer les prédictions aux mesures.
- (2) Déterminer la façon dont le logiciel va entreprendre l'exploration de l'espace (temps, température) pour produire des histoires thermiques qu'il testera au cours de la

modélisation face aux données mesurées. Potentiellement, cette exploration peut être non-aléatoire et procéder par amélioration au cours du temps.

(3) Un moyen visuel pour présenter les histoires thermiques valides, au regard des données.

Des différences existent entre HeFTy et QTQt en ce qui concerne ces trois points. Pour le point (1) : HeFTy propose pour chaque paramètre (AFT, moyenne des longueurs de traces, AHe) une statistique qui évalue l'adéquation de la valeur prédite à la valeur observée (Ketcham et al., 2000 ; Ketcham et al., 2005). QTQt, quant à lui, présente une valeur de « joint likelihood » (LogLikelihood dans la suite) qui consiste en une valeur globale estimant l'adéquation entre prédictions et observables. De façon pratique, il suffit simplement d'améliorer la valeur du Log-Likelihood dans le cas de QTQt, mais cette valeur unique occulte la multiplicité des paramètres qu'elle compare et il est judicieux de vérifier en détail les prédictions faces aux valeurs mesurées afin de s'assurer de la vraisemblance des prédictions. Pour le point (2), les deux logiciels fonctionnent de façon bien différente. HeFTy considère un degré de liberté (*i.e.* le nombre de points (T, t) dans l'histoire thermique) très élevé qui permet des infimes variations de température au cours du temps afin de proposer le maximum de complexité contenu dans les données (Ketcham et al., 2005). QTQt laisse aussi les données déterminer le degré de liberté, mais tend globalement à réduire le nombre de points (T, t) (d'après nos différents essais). La différence majeure réside dans le fait que HeFTy procède à une recherche aléatoire (malgré la possibilité de restreindre l'espace temps-température par des domaines de l'espace par lesquels doit passer l'histoire thermique). La particularité de QTQt se situe dans la façon dont il va chercher les histoires thermiques compatibles. Il utilise ainsi une approche bayésienne, qui se sert du dernier modèle testé comme base pour la recherche suivante. Si le modèle $n+1$ prédit des données moins bonnes que le modèle n , la nouvelle exploration de l'espace reprend à partir du modèle n , sinon, à partir du modèle $n+1$. Cette exploration (nommée phase de « post-burn-in ») suit une première phase dans laquelle une approche directe est effectuée par le logiciel, qui teste des histoires thermiques, et conservera à la fin, une population de « bons » modèles (phase nommée « burn-in »), comme base pour l'exploration bayésienne présentée ci-dessus. Enfin, en ce qui concerne le point (3), les deux logiciels utilisent des représentations graphiques relativement simples.

La modélisation en « inverse » est souvent privilégiée, mais présente néanmoins ses limites. Cette approche est souvent considérée comme fonctionnant de façon plus « aléatoire » que l'approche directe puisqu'en inverse, les données déterminent d'elles-mêmes les caractéristiques de l'histoire thermique qui, de fait, serait moins biaisée. Cependant, cette approche est aussi objective et impartiale que nos données peuvent l'être. La qualité des données conditionnera en effet très fortement la qualité des modélisations !

En pratique, dans un travail sur des domaines cratoniques, la quasi-absence de couverture sédimentaire récente, comme cela peut être le cas sur le Nord du COA, empêche d'introduire des contraintes géologiques robustes qui restreindraient l'espace temps-température dans la recherche des histoires thermiques. D'autre part, la philosophie de la modélisation tend à désapprouver l'usage de telles contraintes, dans la mesure où les données sont supposées auto-suffisantes pour contraindre convenablement l'histoire thermique dans l'espace temps-température. Ceci est probablement vrai pour les cas « simples » de modélisation, mais un degré de complexité élevé du jeu de données rend impossible ce genre d'approche « libre ». Pour exemple, je présente ci-dessous le cas d'un de mes échantillons (Fig. III-13), modélisé de deux façons différentes : d'une façon en inverse « libre » et de l'autre, en utilisant une contrainte géologique observable sur le terrain, à savoir la discordance de dépôts d'âge crétacé inférieur directement sur le socle.

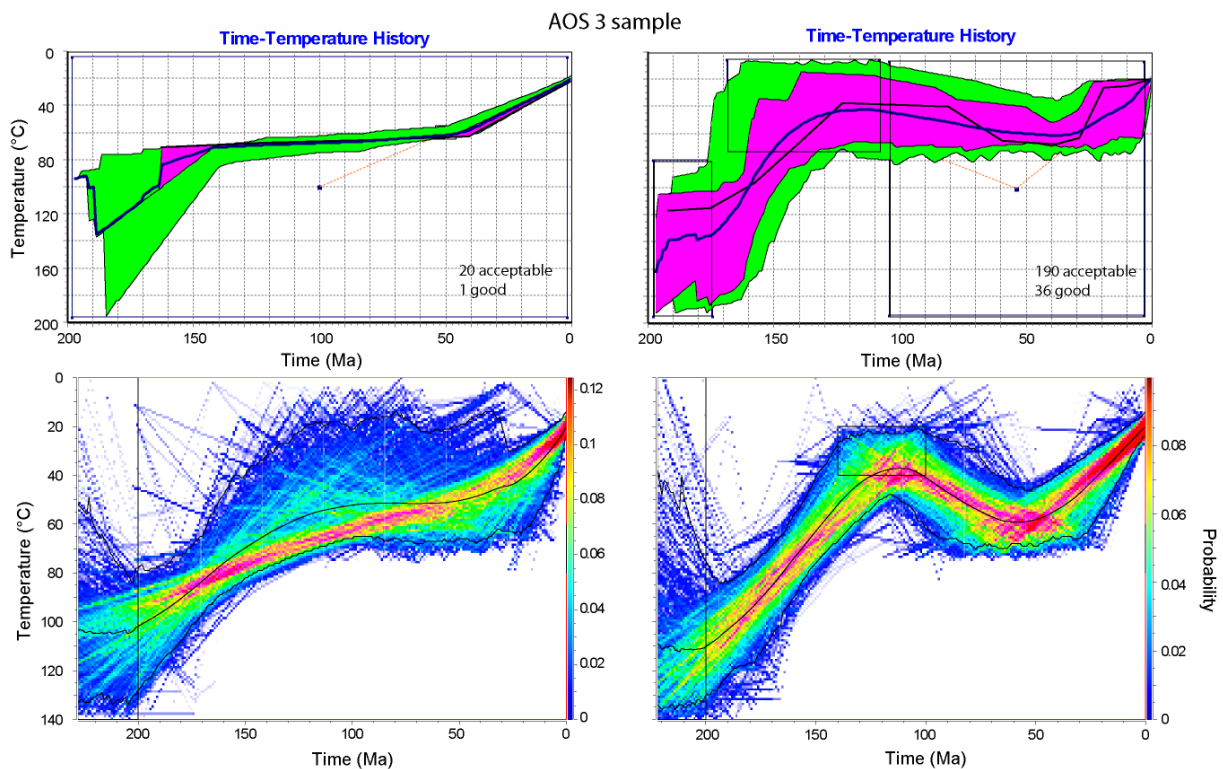


Figure III-13 : De l'usage des contraintes en modélisation thermique. J'ai utilisé un échantillon de socle à proximité de la discordance Crétacé inférieur/socle pour tester l'influence de cette contrainte géologique sur les résultats de modélisation inverse. En haut ont été réalisées des modélisations avec HeFTy. A gauche, aucune contrainte n'a été utilisée. 20 histoires thermiques acceptables et 1 bonne ont été modélisées. A droite, la discordance est traduite en terme de conditions thermiques, à savoir, la présence à la surface, ou proche de la surface, du socle au Crétacé inférieur. 190 histoires thermiques acceptables et 36 bonnes histoires thermiques ont pu être trouvées. Cet exemple illustre le fait que les seules données TBT ne sont pas toujours de qualité suffisante et l'usage d'une contrainte géologique peut restreindre de façon intelligente et vraisemblable l'espace (T,t). En bas a été utilisé QTQt. A gauche, aucune contrainte n'est utilisée et à droite la même contrainte Crétacé inférieur est ré-utilisée.

Dans le cas de la figure III-13, l'utilisation de contraintes n'est clairement pas une sur-interprétation, étant donnée l'évidente discordance dans l'enregistrement géologique (Fig. II-2 ; à l'Ouest du Bouclier Reguibat, à la limite avec le TLDB). L'usage de la contrainte d'âge Crétacé

inférieur permet dans le cas de HeFTy de déterminer davantage d'histoires thermiques et modélise d'une meilleure façon les données. En utilisant QTQt, le logiciel trouve des solutions équivalentes, bien que les solutions déterminées avec l'usage de la contrainte soient très légèrement meilleures (Loglikelihood -482, contre -484 pour l'absence de contrainte).

Multiplier les « boîtes de contraintes (T,t) » peut se justifier, à la condition que celles-ci ne soient pas là pour présenter des variations de températures à une résolution que les thermochronomètres ne peuvent pas prendre en compte (*i.e.* surtout dans les environnements « froids » quand $T < 50-60^{\circ}\text{C}$ et des conditions « chaudes » à plus de $110-120^{\circ}\text{C}$).

Partie 4

EVOLUTION MESOZOÏQUE- CENOZOÏQUE DU NORD DU CRATON OUEST AFRICAÏN : APPROCHE THERMOCHRONOLOGIQUE

IV. Evolution du Nord du COA : Etude de thermochronologie basse température sur le Bouclier Reguibat

Dans cette partie, je décris les principaux résultats de TBT obtenus sur le Bouclier Reguibat, en les présentant d'Ouest en Est. La subdivision de la zone suit une certaine progression selon les résultats des modélisations (Fig. IV-1). Un premier domaine occidental, présente des âges AFT et AHe jeunes. Son histoire est liée à l'ouverture atlantique et aux événements géodynamiques ultérieurs. Un second domaine, central, enregistre une histoire similaire, mais l'histoire récente est moins marquée, avec des âges AHe plus âgés. Enfin, un domaine oriental est présenté, enregistrant les âges AFT et AHe les plus vieux.

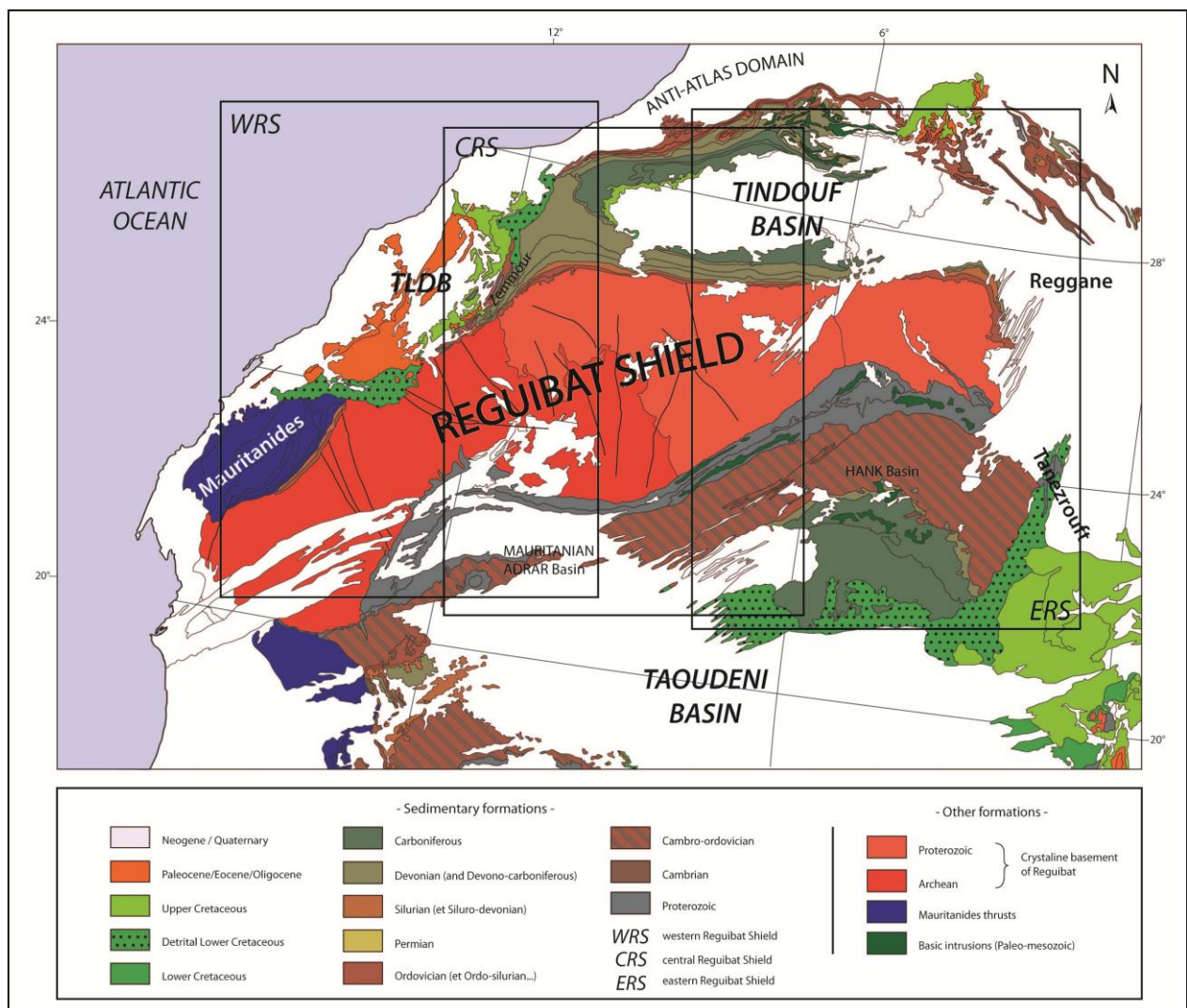


Figure IV-1 : Carte géologique du bouclier Reguibat. La localisation des domaines d'études est précisée.

IV.1. Evolution phanérozoïque du domaine occidental du Bouclier Reguibat

IV.1.A. Précisions sur la démarche de modélisation adoptée dans l'article n°1

Les modélisations présentées dans l'article de la section suivante IV.1.B ont été obtenues en utilisant le logiciel QTQt (Gallagher, 2012). L'élaboration de la figure IV-11 a nécessité une approche de modélisation complexe que je détaille dans ce qui suit. Cette modélisation a suivi trois étapes. La première étape est une approche inverse, couplée à l'utilisation de la contrainte stratigraphique d'âge crétacé inférieur, discordante sur le socle, ainsi qu'une contrainte anté-Crétacé telle que $T(^{\circ}\text{C}) > 110^{\circ}\text{C}$. Après cette phase d'exploration en inverse, où les meilleures histoires thermiques ont été gardées, une phase de modélisation directe est menée. A partir des meilleures histoires thermiques précédentes, des variations de la position des points (T, t) ont été introduites afin d'améliorer leurs prédictions. Cette phase produit des histoires thermiques avec de fortes contraintes (T,t), qui sont ultimement ré-utilisées dans une dernière phase de modélisation inverse. Cette troisième phase permet de tester avec QTQt les dernières variations possibles autour des histoires thermiques « discrétisées » de l'approche inverse. Dans la suite, je présente ces trois étapes, avec dans un premier temps un test sans contraintes, ou scénario zéro, pour démontrer que l'absence de contraintes ne permet pas de conclure avec un jeu de données dispersées.

Par ailleurs, les 11 échantillons (Fig. IV-2) ont également été regroupés (à l'exception de TCH7). Ces groupes ont été distingués sur la base de leurs âges AHe et de leurs corrélations âge AHe vs. eU (fig. IV-10). Il en résulte trois groupes : AOS (3 échantillons) et SC (5 échantillons), au Nord et TAS (2 échantillons), au Sud. Les conclusions tirées des modélisations portent sur les groupes, et non sur les échantillons isolés dans la suite.

IV.1.A.1. Modélisations inverses sans contraintes (scénarii F.0 et G.0 ; tableaux 3,4 et 5)

Les modélisations en inverse sans contraintes sont présentées pour les groupes SC et AOS, ainsi que pour l'échantillon TAS 233 dans la figure IV-3. Les modèles de dommages radiatifs/cicatrisation de Gautheron et al. (2009) et Flowers et al. (2009) ont été utilisés. Cette modélisation montre peu d'intérêt dans le cas de notre jeu de données très dispersées, car il n'en ressort pas d'histoires thermiques stables et utilisables. D'autre part, l'inefficacité de cette approche est également confirmée par les prédictions et les statistiques du modèle, présentées dans les tableaux 3, 4 et 5, en comparaison avec les modèles suivants (parties IV.1.A.2, 3). Enfin, le fait que les modélisations montrent de telles variabilités dans les histoires thermiques pour des échantillons

relativement proches et appartenant à un même socle cratonique jette des doutes sur leur robustesse.

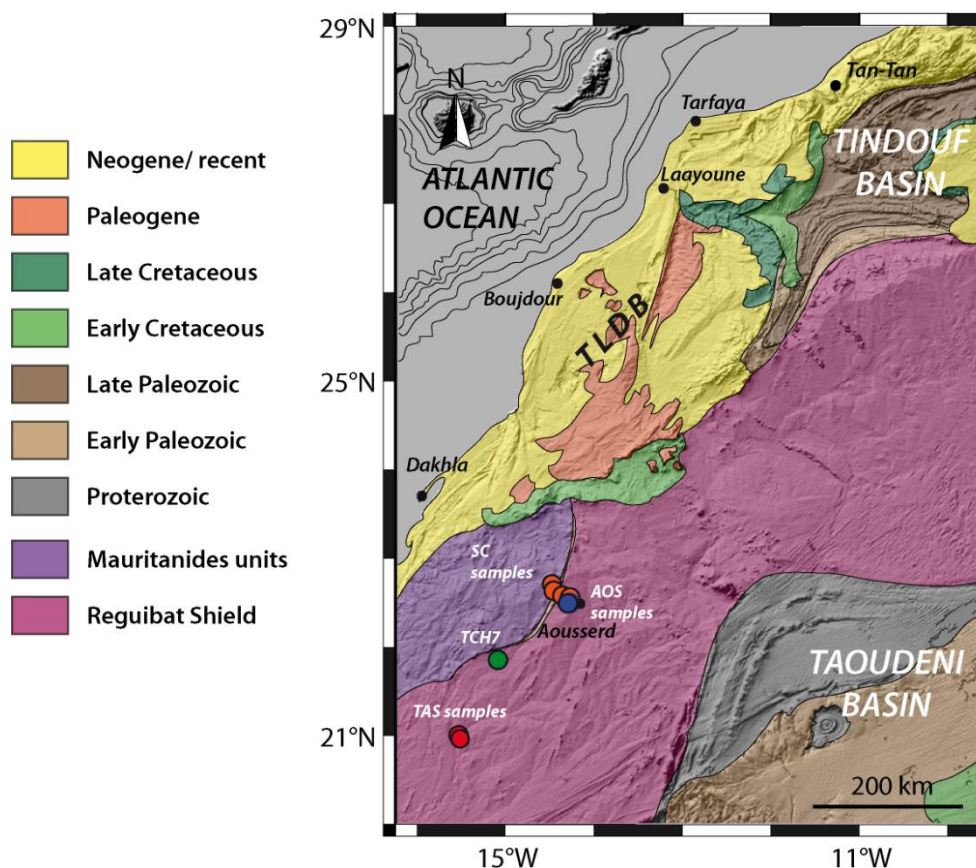


Figure IV-2 : Carte géologique du domaine occidental du Bouclier Reguibat. Les échantillons dont les histoires thermiques ont été modélisées sont localisés sur la carte.

IV.1.A.2. Modélisations initiales en inverse (scénarii F.1 et G.1 ; tableaux 3, 4 et 5)

D'après l'inefficacité des tests de modélisations sans contrainte, la première étape de la modélisation en approche inverse a été effectuée avec la contrainte de la présence à l'affleurement du Crétacé inférieur, discordant sur le socle du Bouclier Reguibat. D'autre part, nous avons également appliqué une contrainte de haute température anté-Crétacé. Celle-ci s'avère indispensable dans la mesure où ne pas l'utiliser empêche de déterminer la moindre solution stable dans les modélisations. Elle est justifiée par les âges AFT plutôt groupés et le plus souvent Crétacé inférieur ainsi que les âges AHe encore plus jeunes, ces deux indicateurs semblant pointer le fait que les échantillons étaient dans des conditions chaudes avant le Jurassique supérieur/Crétacé inférieur. Un autre élément concernant cette contrainte « chaude » provient des données de traces de fission sur zircon existantes sur le Nord du COA dans l'Anti-Atlas, impliquant que le Nord du COA était enfoui à des températures supérieures à 120°C avant le refroidissement Jurassique supérieur/Crétacé

inférieur (Sebti et al., 2009). Des données de cristallinité de l'illite démontrent également ceci (Ruiz et al., 2008).

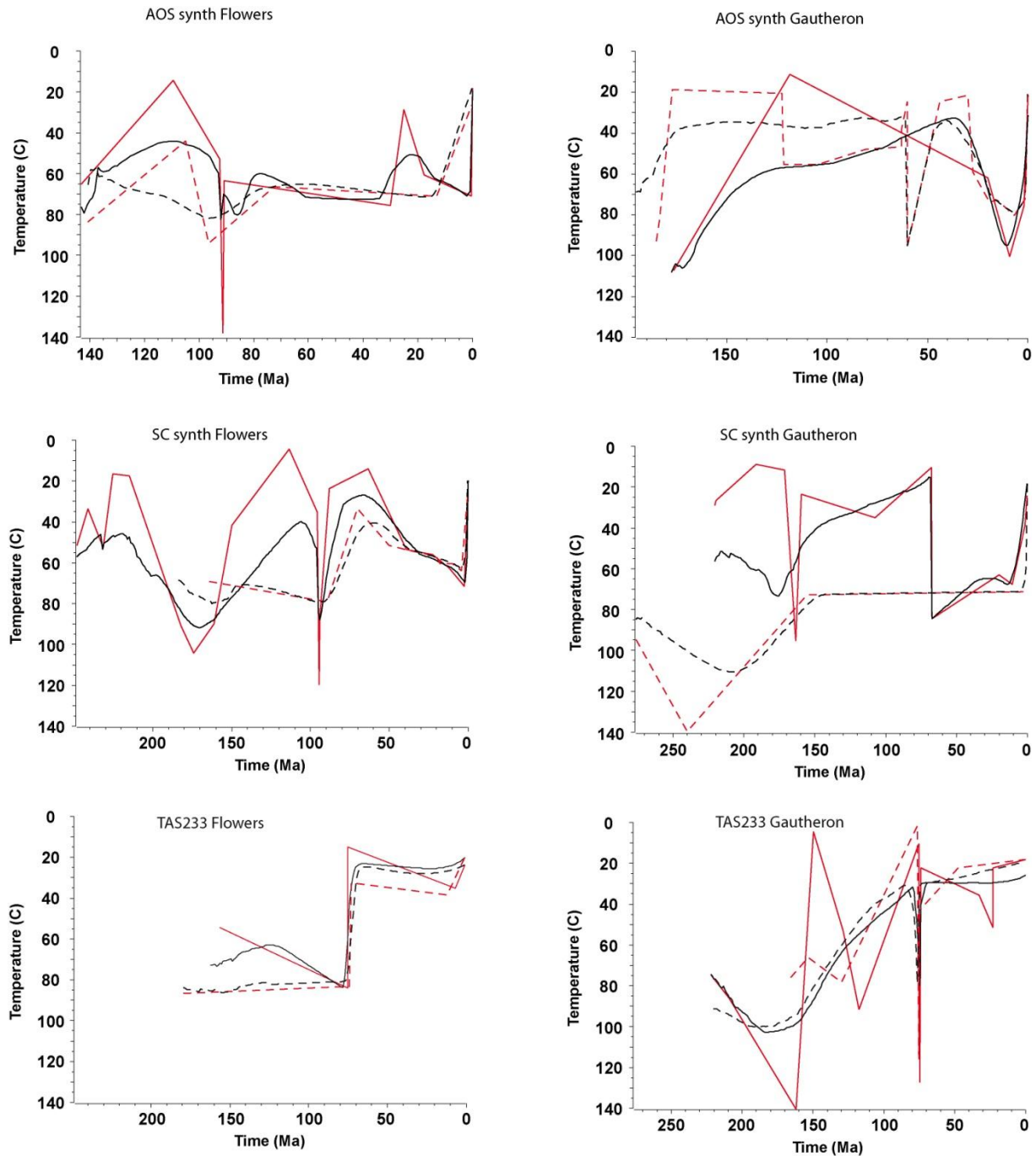


Figure IV-3 : Histoires thermiques modélisées sans contraintes pour les groupes d'échantillons AOS et SC et l'échantillon TAS233. Aucune histoire unifiée ne peut être déduite de ces modélisations, excepté peut-être le cas de TAS233 modélisé avec le modèle de Flowers et al. (2009). La non-convergence des prédictions des deux modèles exclut aussi fortement de les considérer comme valides. Les données précises prédites par les modèles sont présentées dans les tableaux 3, 4 et 5.

		Pos de contraintes (modèle Flowers et al. (2009))		Pos de contraintes (modèle Gautheron et al. (2009))		Exploration inverse initiale - T proposal move 0,25			
Echantillon AOS		Modèle F.0.1	Modèle F.0.2	Modèle G.0.1	Modèle G.0.2	Modèle F.1.1	Modèle F.1.2	Modèle G.1.1	Modèle G.1.2
		T proposal move 0,15	T proposal move 0,25	T proposal move 0,15	T proposal move 0,25	Contrainte C.inf. seule	Contraintes C.inf.+réchff.	Contrainte C.inf. seule	Contraintes C.inf.+réchff.
	Non corrigés (Ma)								
AHe 1	73	72	60	74	33	61	60	60	61
AHe 2	72	60	44	61	27	53	53	47	46
AHe 3	37	65	47	72	32	56	56	58	58
AHe 4	43	89	66	80	35	72	70	66	67
AHe 5	12	17	13	34	19	16	15	22	25
AHe 6	21	32	24	45	22	30	32	32	32
AHe 7	39	53	40	57	26	48	49	43	42
AHe 8	56	65	47	72	32	57	57	58	59
AHe 9	65	53	39	69	32	48	49	55	56
AHe 10	21	23	17	58	27	23	22	43	45
AHe 11	22	36	28	43	21	35	36	30	30
AFT (Ma)	123	101	97	123	134	110	109	114	129
MTL (µm)	11,85	11,86	11,74	11,71	11,55	11,28	11,54	11,56	11,49
Kin (µm)	1,8	2,6	2,7	2,6	2,6	2,66	2,67	2,66	2,65
loglikelihood	-1117,9	-741,6	-2713,1	-905,9	-890,5	-885,8	-1178,8	-1315,8	

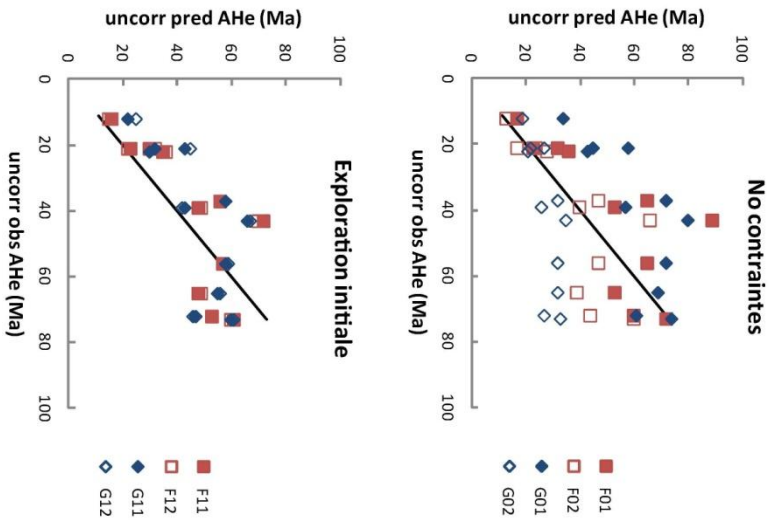


Tableau 3 : Récapitulatif des prédictions des modèles inverses initiaux pour l'échantillon groupé AOS. Dans le tableau à gauche sont présentées les prédictions pour les modèles non contraints. Dans la partie droite du tableau sont présentées les prédictions avec la contrainte crétacé inférieur et le réchauffement ou non post-Crétacé inférieur. A droite du tableau, des graphiques montrent l'adéquation entre âges AHe non corrigés observés et prédits. La droite noire matérialise une correspondance parfaite si âges observés et prédits étaient identiques. Les lettres G et F dans le tableau indique avec quel modèle ont été menées les modélisations, avec F et G signifiant respectivement Flowers et al. (2009) et Gautheron et al. (2009). Les références pour chaque modèle (en tête de colonne) sont réutilisées dans les graphiques incorporés à droite.

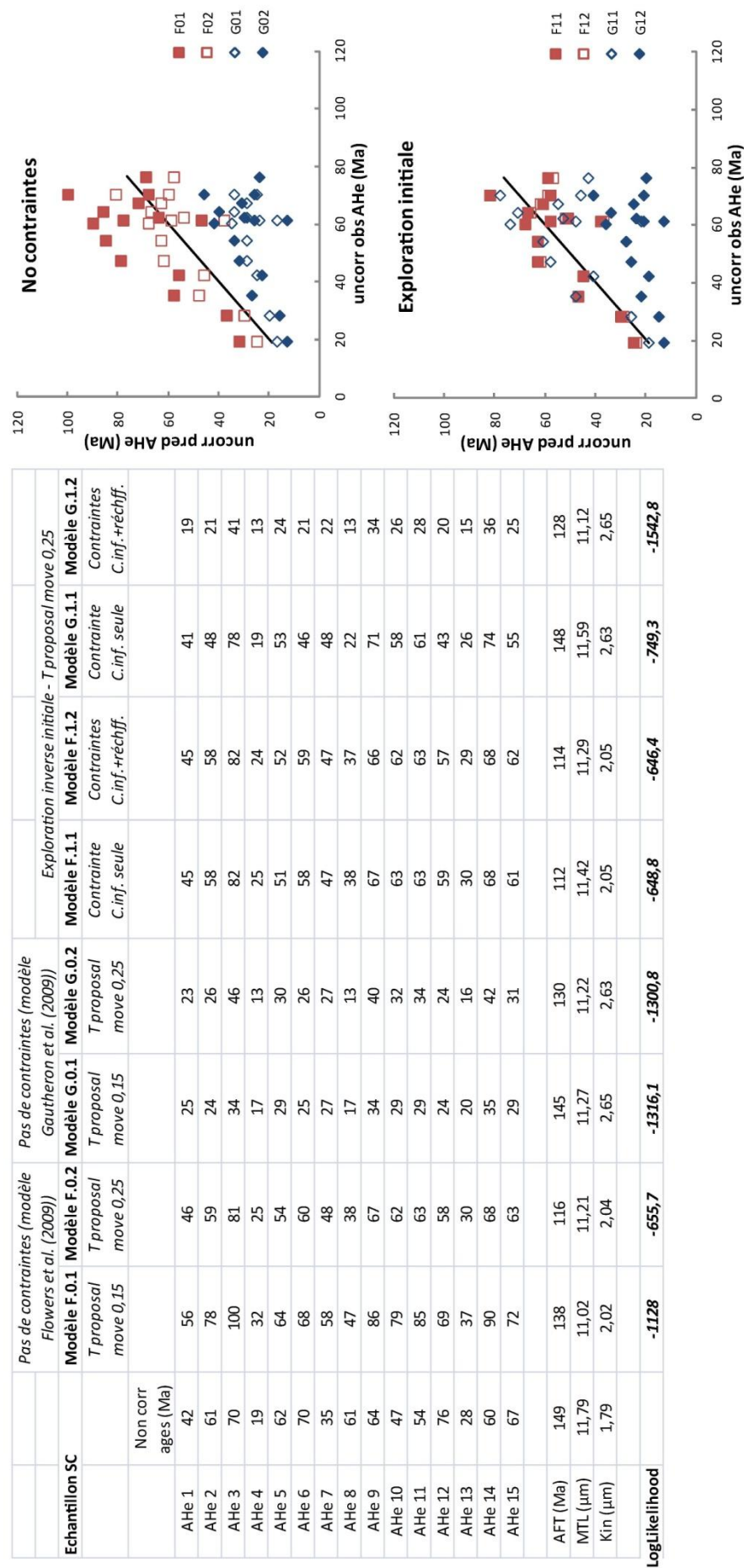


Tableau 4: Récapitulatif des prédictions des modèles inverses initiaux pour l'échantillon groupé SC. Dans le tableau à gauche sont présentées les prédictions pour les modèles non contraints. Dans la partie droite du tableau sont présentées les prédictions avec la contrainte crétacé inférieur et le réchauffement ou non post-Crétacé inférieur. A droite du tableau, des graphiques montrent l'adéquation entre âges AHe non corrigés observés et prédits. La droite noire matérialise une correspondance parfaite si âges observés et prédits étaient identiques. Les lettres G et F dans le tableau indique avec quel modèle ont été menées les modélisations, avec F et G signifiant respectivement Flowers et al. (2009) et Gautheron et al. (2009). Les références pour chaque modèle (en tête de colonne) sont réutilisées dans les graphiques incorporés à droite.

		Pas de contraintes (modèle Flowers et al. (2009))		Pas de contraintes (modèle Gautheron et al. (2009))		TAS			
		Modèle F.0.1	Modèle F.0.2	Modèle G.0.1	Modèle G.0.2	Modèle F.1.1	Modèle F.1.2	Modèle G.1.1	Modèle G.1.2
Echantillon TAS synth		T proposal move 0,15	T proposal move 0,25	T proposal move 0,15	T proposal move 0,25	Contrainte C.inf. seule	Contraintes C.inf.+réchff.	Contrainte C.inf. seule	Contraintes C.inf.+réchff.
	Non corr ages (Ma)								
AHe 1	73	73	72	67	68	75	75	70	66
AHe 2	75	90	90	71	72	91	95	76	76
AHe 3	65	73	73	70	73	73	73	73	68
AHe 4	77	75	74	67	67	81	80	70	67
AHe 5	90	88	87	79	80	95	99	85	84
AHe 6	97	72	72	62	62	80	83	65	62
AHe 7	77	81	80	70	70	87	90	74	72
AHe 8	62	82	81	78	78	83	83	81	79
AFT (Ma)	120	120	121	113	113	118	119	123	118
MTL (µm)	12,38	12,32	12,29	12,32	12,31	12,38	12,41	12,24	12,24
Kin (µm)	1,72	1,7	1,64	1,92	1,91	1,88	1,82	1,83	1,89
Loglikelihood		-822,1	-820,5	-827,1	-826,6	-824,4	-830,9	-824,8	-827,6

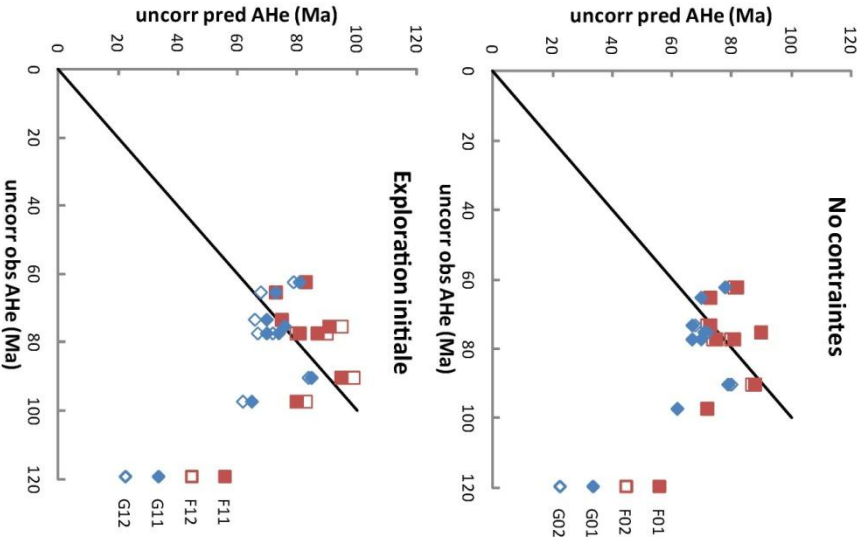


Tableau 5 : Récapitulatif des prédictions des modèles inverses initiaux pour l'échantillon groupé TAS. Dans le tableau à gauche sont présentées les prédictions pour les modèles non contraints. Dans la partie droite du tableau sont présentées les prédictions avec la contrainte crétacé inférieur et le réchauffement ou non post-Crétacé inférieur. A droite du tableau, des graphiques montrent l'adéquation entre âges AHe non corrigés observés et prédits. La droite noire matérialise une correspondance parfaite si âges observés et prédits étaient identiques. Les lettres G et F dans le tableau indique avec quel modèle ont été menées les modélisations, avec F et G signifiant respectivement Flowers et al. (2009) et Gautheron et al. (2009). Les références pour chaque modèle (en tête de colonne) sont réutilisées dans les graphiques incorporés à droite.

Nous avons mené deux sets de modélisations avec deux conditions différentes, en considérant (1) qu'un réchauffement a nécessairement ré-ouvert le système (U-Th-Sm)/He après l'arrivée à la surface des échantillons pendant le Crétacé inférieur. Il faut cependant noter que certains âges AHe sont supérieurs à 100 Ma (échantillons TAS) et impliquent donc que les températures atteintes pendant cette phase de réchauffement n'aient pas excédé la température maximale de réouverture totale du système (U-Th-Sm)/He (~100-110°C). Cette contrainte de réchauffement est utilisée dans le set n°2 de modélisation de cette phase initiale d'exploration ; (2) l'absence de réchauffement post-refroidissement Crétacé inférieur.

Les figures IV-4 (en absence de réchauffement) et IV-5 (avec réchauffement) et les tableaux 3, 4 et 5 présentent les résultats comparés de ces deux approches. L'introduction de contraintes permet déjà de proposer des histoires thermiques moins complexes, avec quelques premières similitudes qu'il est possible d'exploiter. Les prédictions sur les âges AHe sont meilleures (graphiques des tableaux 3, 4 et 5), surtout pour les échantillons SC et AOS. Les histoires thermiques générées présentent davantage de similitudes, et même si elles n'offrent pas l'homogénéité attendue pour une zone cratonique, elles offrent déjà des points de comparaison.

Dans un premier temps, sans contrainte de réchauffement (fig. IV-4), les groupes AOS et SC montrent une histoire plus complexe que le groupe TAS et TCH7. Les histoires thermiques modélisées pour AOS et SC sont définitivement moins bien résolues dans la mesure où l'inversion réalisée par QTQt a du mal à prendre en compte l'importante dispersion des données. Concernant AOS et SC, bien que géographiquement très proches, deux tendances se dégagent : (1) pour AOS, une histoire thermique avec un réchauffement des échantillons prolongé après le Crétacé inférieur suivi d'une exhumation brutale pendant le Néogène tandis que (2) pour SC, l'histoire est plus polyphasée, et montre la succession de deux épisodes de refroidissement après le Crétacé inférieur. Un même événement de refroidissement brutal caractérise le Néogène. En ce qui concerne TCH7 et le groupe TAS, les solutions sont stables, tant sur les valeurs de LogLikelihood que sur le nombre de points (T,t) des histoires thermiques.

Dans le deuxième temps, l'introduction d'une contrainte de réchauffement après le Crétacé inférieur ne modifie pas significativement les valeurs de LogLikelihood (fig. IV-5). Cependant, elle permet une plus grande stabilité des solutions (voir les graphes sous les histoires thermiques, fig. IV-5). C'est le cas pour les groupes AOS, en utilisant le modèle de Flowers et al. (2009) et SC, en utilisant le modèle de Gautheron et al. (2009). Cependant, même si les prédictions ne changent guère avec ou sans cette contrainte de réchauffement, les âges AHe les plus jeunes induisent dans toutes les histoires modélisées un réchauffement post-refroidissement Crétacé inférieur. La diversité des

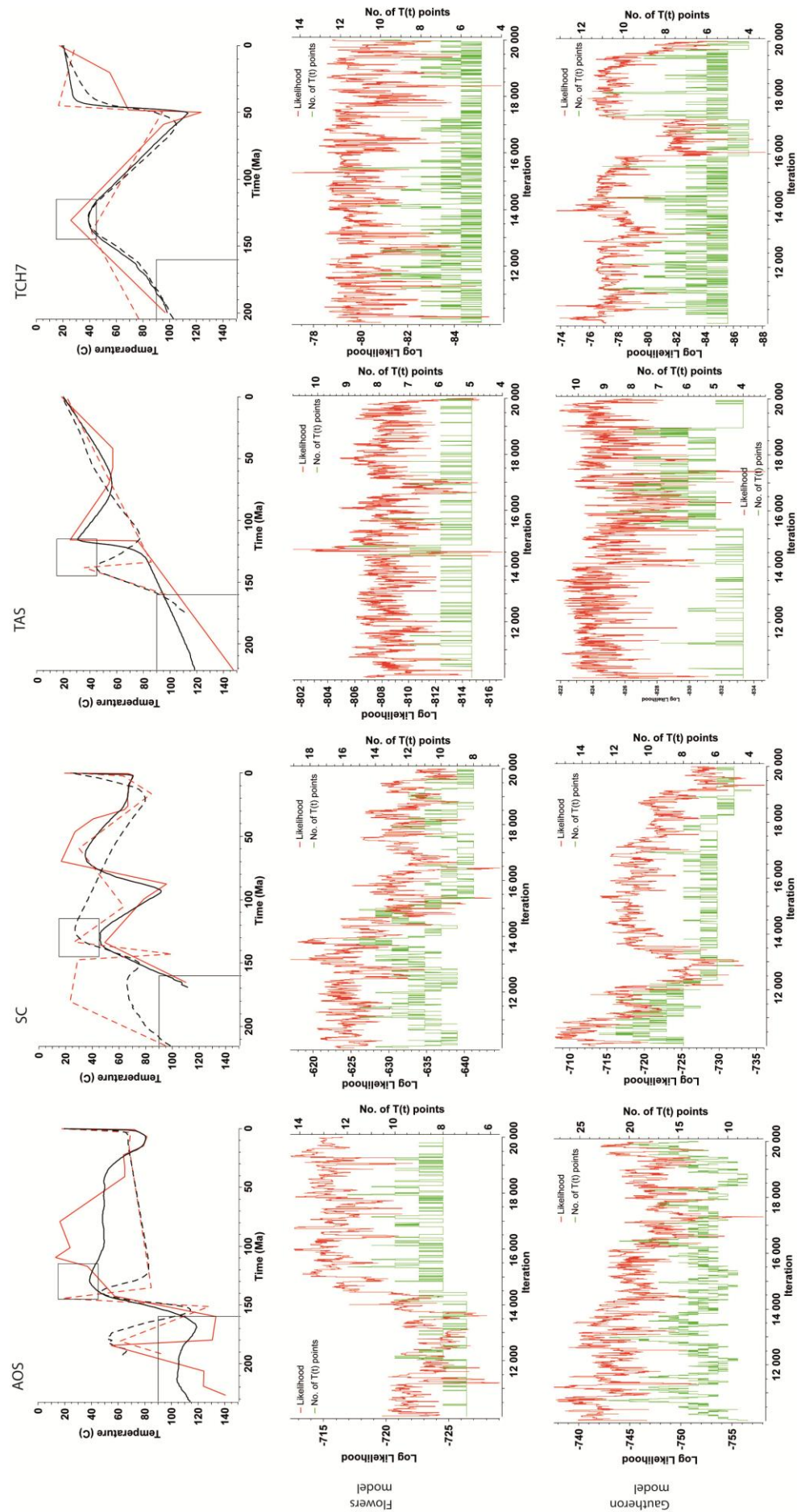


Figure IV-4 : Modélisations thermiques sans la contrainte du réchauffement post-Crétacé inférieur pour les trois échantillons groupés SC, AOS et TAS, ainsi que pour l'échantillon TCH7. La première ligne présente les histoires thermiques, modélisées en utilisant les deux modèles de dommages radiatifs, en ligne continue pour le modèle de Flowers et al. (2009) et en ligne tirée pour le modèle de Gautheron et al. (2009). Pour chacun des modèles sont présentés en dessous les résultats en termes d'évolution du LogLikelihood (en rouge) et du nombre de points (T, t) (en vert). Le nombre d'itérations en-dessous indique le nombre d'essais-erreur effectué pendant la seconde phase d'exploration du logiciel avec l'approche bayésienne et la valeur de log likelihood calculée pour chaque modèle. L'échantillon groupé TAS et l'échantillon TCH7 montrent les solutions les plus stables avec un nombre de points (T, t) relativement stable et des valeurs de LogLikelihood également relativement stables. D'autre part, les échantillons groupés AOS et SC montrent moins de stabilité mais indiquent tous deux une phase de réchauffement nécessaire après les conditions « froides » du Crétacé inférieur. La durée de ce réchauffement est par contre différente dans les deux cas.

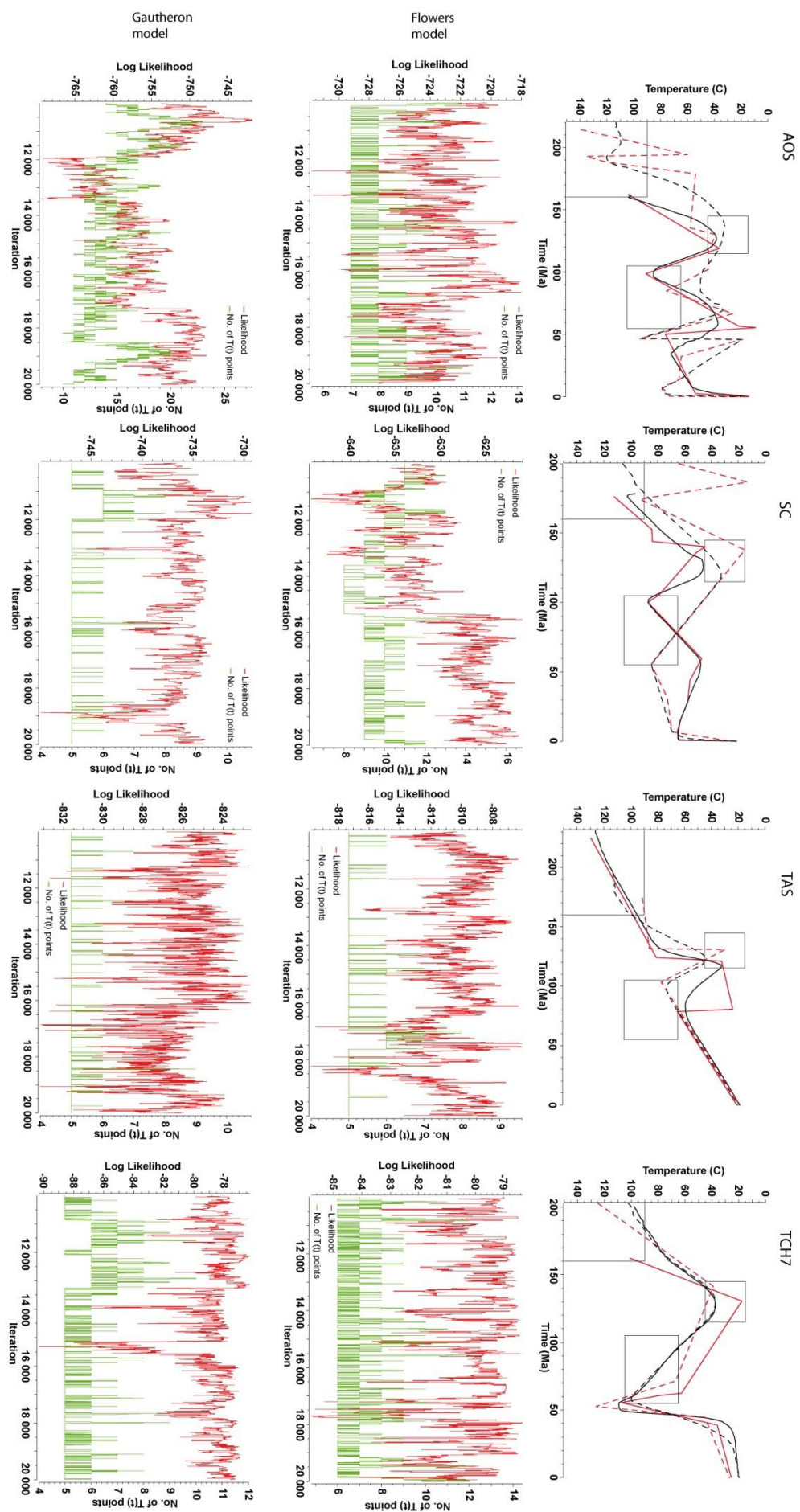


Figure IV-5 : Modélisations thermiques sans la contrainte du réchauffement post-Crétacé inférieur pour les trois échantillons groupés SC, AOS et TAS, ainsi que pour l'échantillon TCH7. L'organisation est la même que dans la figure IV-13. L'échantillon groupé TAS et l'échantillon TCH7 montrent encore les solutions les plus stables avec un nombre de points (T, t) relativement stable et des valeurs de Loglikelihood également relativement stables. Les échantillons groupés AOS et SC montrent toujours moins de stabilité. Cependant, dans les deux cas, on réussit cette fois à déterminer une solution plus ou moins stable avec l'utilisation du modèle de Flowers et al. (2009) dans le cas de l'échantillon AOS et le modèle de Gautheron et al. (2009) dans le cas de l'échantillon SC. Les durées de réchauffement restent néanmoins peu contraintes.

histoires thermiques que j'ai pu identifier lors de cette phase d'exploration initiale est réinvestie dans la partie suivante, par une approche directe de modélisation.

IV.1.A.3. Etape d'exploration directe

Sur quelques histoires thermiques ou tendances thermiques qui reviennent de façon régulière dans les modèles décrits précédemment, de nombreux tests ont été effectués en modélisation directe afin d'explorer manuellement l'impact de variations légères dans ces tendances thermiques et de déterminer la ou les histoires thermiques qui rendent le mieux compte des données TBT. L'étape de modélisation directe a surtout été effectuée sur les échantillons les plus complexes, à savoir les groupes AOS et SC, qui présentent la plus grande dispersion des données.

D'après les histoires thermiques diverses de l'étape précédente, 4 grandes tendances thermiques (HT1, HT2, HT3 et HT4 ; fig. IV-6) ont été testées pour évaluer leur adéquation aux données :

- HT1 et HT4 sont similaires, et proposent un réchauffement post-refroidissement Crétacé inférieur jusqu'à 85°C, suivi d'un refroidissement à la transition Crétacé/Paléogène. Un dernier réchauffement survient au Paléogène (jusqu'à 80°C) avant un refroidissement Néogène.
- HT2 diffère de HT1 et HT4 par l'absence du dernier cycle réchauffement/refroidissement, et subit un ultime refroidissement au Néogène, à partir de températures moins élevées que HT1 et HT4 (de 50°C).
- HT3 subit le premier réchauffement post-refroidissement Crétacé inférieur, et reste à des températures supérieures à 80°C jusqu'au Néogène où un refroidissement intervient.

Pour chacune de ces tendances, j'ai surtout veillé à la correspondance entre âges AHe (non corrigés de l'éjection) prédits et observés. Le fait de n'avoir pas surveillé étroitement les variations dans les âges AFT et moyennes de longueurs de trace prédits n'est pas particulièrement préjudiciable puisque la dernière étape de modélisation en inverse (donnant les résultats de la figure IV-11) a permis de vérifier la bonne adéquation de l'ensemble des données prédites face aux données observées. En effet, il est possible de considérer que l'information contenue dans la dispersion des âges AHe en fonction de l'eU peut être suffisante pour contraindre de façon fiable les histoires thermiques post-Crétacé inférieur, ce qui a été vérifié par l'étape finale. Les prédictions sont présentées dans la figure IV-6.

L'analyse de ces résultats pointe la faiblesse d'au moins 2 scénarios sur les 4 testés. D'une part, le scénario HT3, qui envisage un réchauffement long ne prédit que des âges AHe jeunes, ce qui est relativement attendu, dans la mesure où le système (U-Th-Sm)/He est ré-ouvert suffisamment longtemps pour que l'intégralité du gaz ait diffusé. Les âges AHe les plus vieux n'atteignent ainsi que 20-25 Ma au maximum pour les forts eU, coïncidant avec le refroidissement final au Néogène. La coïncidence est donc a priori bonne pour les apatites de faible eU, qui ont pu avoir été réchauffées par des événements récents, mais très mauvaises pour les eU supérieurs à 7-10 ppm. D'autre part, le scénario HT2 donne également lieu à de mauvaises prédictions, en produisant des âges AHe trop vieux par rapport aux données observées, et ce principalement pour les apatites à faible eU. Le fait que l'échantillon dans le cas de HT2 ne soit pas réchauffé pendant le Cénozoïque fait que dans ce dernier cas, le système (U-Th-Sm)/He n'est pas ré-ouvert, empêchant par là-même d'obtenir des âges AHe jeunes pour les apatites de faible eU. La modélisation surestime ainsi toujours les âges pour les apatites ayant un faible eU, bien que les apatites de fort eU semblent montrer des âges AHe en adéquation avec les données. Ceci conforte l'histoire anté-cénozoïque tout en suggérant un inévitable réchauffement pendant le Cénozoïque.

Les histoires HT1 et HT4 testent ensuite l'existence d'un réchauffement pendant le Cénozoïque (Fig. IV-6). La dynamique du réchauffement est légèrement différente dans les deux cas et mène à des variations dans les prédictions. Ces deux tendances thermiques sont celles dont les prédictions permettent d'obtenir la meilleure adéquation en même temps pour les deux échantillons AOS et SC.

De façon globale, HT1 et HT4 nécessitent donc, en plus de la contrainte Crétacé inférieur, d'utiliser (1) une contrainte de haute température à la fin du Crétacé inférieur (~110-90 Ma ; 70-90°C) et (2) un retour vers des conditions de basse température juste après, pour atteindre 40-60°C vers 80-60 Ma.

Ces tendances thermiques, ici sous la forme d'histoires discrétisées testées par l'approche directe, laissent encore une certaine place aux variations. Cette variabilité potentielle restante a été testée avec QTQt lors d'une dernière phase de modélisation inverse, comportant les contraintes déterminées précédemment. Les résultats de cette modélisation finale en inverse font l'objet de l'article n°1 présenté dans ce chapitre, dans la section IV.1.B.

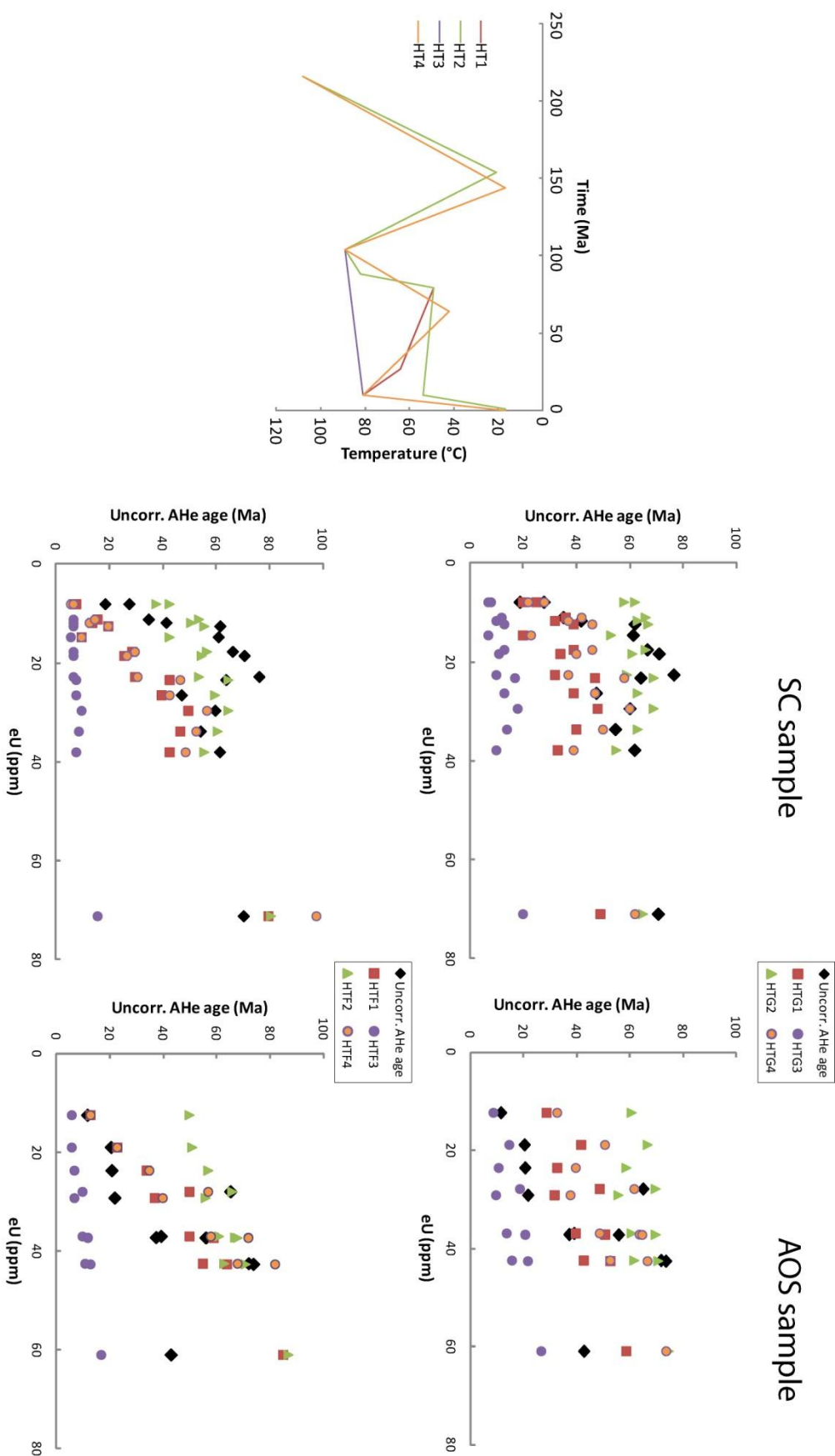


Figure IV-6 : Modélisations forward sur les échantillons groupés AOS et SC. A gauche, sont présentées les différentes histoires thermiques testées HT1, HT2, HT3 et HT4. Les mêmes couleurs sont reprises à droite dans les graphiques montrant les prédictions d'âges non corrigés AHe. HTG et HTF correspondent aux prédictions faites avec les modèles de Gautheron et al. (2009) et Flowers et al. (2009) respectivement. Les losanges noirs montrent les âges AHe observés non corrigés de l'éjection.

IV.1.A.4. L'influence de la chimie des apatites

Les travaux de Gautheron et al. (2013) suggèrent que la chimie puisse clairement agir en provoquant une dispersion des données. Ces variations peuvent être prises en compte par l'usage du Dpar (Barbarand et al., 2003 ; Gautheron et al., 2013). Après les modélisations effectuées pendant la dernière phase en inverse, ont été obtenues des histoires thermiques moyennes, qui proposent la meilleure adéquation possible avec les données. Ces prédictions donnent des valeurs de LogLikelihood qui sont relativement plus faibles que celles obtenues pendant les phases d'exploration initiales. Seraient-elles moins bonnes ? Pour le vérifier, il faut revenir sur les limitations inhérentes à cette valeur de « LogLikelihood ». Celle-ci, comme je l'explique dans la section III.5.B (chapitre 3), prend en compte les écarts globaux des données par rapport aux prédictions. Ainsi pour une très large dispersion en âges AHe comme c'est le cas ici, trouver une tendance moyenne comme cela a été fait et décrit dans les sections précédentes, revient à gommer les variations individuelles de chacun des cristaux d'apatite, et nécessairement diminuer cette valeur puisque c'est une tendance « moyenne » qui est déterminée. La variabilité chimique des apatites peut alors être exploitée pour évaluer le rôle de la chimie dans ces variations. Pour ceci, nous avons considéré les écarts maximaux de Dpar pour chaque groupe d'échantillons (AOS, SC et TAS). En réutilisant l'histoire thermique moyenne obtenue pendant la phase finale d'inversion (fig. IV-11,-12), il est possible de modéliser par approche directe les prédictions d'âges AHe. Il devient ainsi possible de déterminer l'extension maximale de la dispersion des âges AHe en fonction de la variabilité chimique totale de l'échantillon. Cette dispersion maximale est décrite dans la figure IV-12 avec l'influence des tailles de cristaux également. La chimie produit suffisamment de dispersion et explique que la tendance des âges AHe ne s'aligne pas sur une courbe parfaite, mais au sein d'un fuseau de dispersion des âges qui peut s'expliquer par des variations de chimie. En conclusion, les valeurs de LogLikelihood assez mauvaises des modélisations finales en inverse s'expliquent par l'inaptitude de QTQt à prendre en compte la dispersion des âges AHe en fonction de la chimie.

IV.1.B. Post-rift history of the eastern Central Atlantic passive margin: insights from the Saharan region of South Morocco (article n°1)

Cette section présente les données TBT (AFT et AHe) obtenues sur le domaine occidental du Bouclier Reguibat et leur interprétation. Ce travail a été resoumis après révision à *Journal of Geophysical Research – Solid Earth* le **2/02/2015**. Les données supplémentaires sont présentées dans l'annexe 5.

Rémi Leprêtre, Yves Missenard, Jocelyn Barbarand, Cécile Gautheron, Rosella Pinna-Jamme, UMR
UPS-CNRS 8148 GEOPS, Université Paris-Sud, 91405, Orsay, France
Omar Saddiqi, Université Hassan II, Geosciences, Casablanca, Morocco

Key points:

- South Moroccan passive margin has a polyphased Mesozoic-Cenozoic thermal history
- An early post-rift event controls the topographic evolution of the margin
- Lithospheric structure and rifting process control the early margin topography

Abstract

The passive margin of South Morocco is a low-elevated passive margin. It constitutes one of the oldest margins of the Atlantic Ocean, with an Early Jurassic break-up and little geological data are available concerning its post-rift reactivation so far. We investigated the post-rift thermal history of the onshore part of the margin with low-temperature thermochronology on apatite crystals. Fission track and (U-Th-Sm)/He ages we obtained are significantly younger than the break-up (~190 Ma). Fission track ages range from 107 ± 8 to 175 ± 16 Ma, with mean track lengths from 10.7 ± 0.3 to 12.5 ± 0.2 μm . (U-Th-Sm)/He ages range from 14 ± 1 to 185 ± 15 Ma. Using forward and inverse modeling, we demonstrate that the South Moroccan continental margin underwent a complex post-rift history with at least two burial and exhumation phases. The first exhumation event occurred during Late Jurassic/Early Cretaceous and we attribute this to mantle dynamics rather than to intrinsic rifting-related processes such as flexural rebound. The second event, from Late Cretaceous to Early Paleogene, might record the onset of Africa/Europe convergence. During its early post-rift Mesozoic evolution, the whole Moroccan passive margin behaved in a similar way. The present day differences result from a segmentation of the margin domains due to the Africa/Europe convergence. Finally we

propose that varying retained strengths during rifting and also the specific crustal/lithospheric geometry of stretching explain the difference between the topographical expressions on the continental African margin compared to its American counterpart.

Index terms: 1140, 8105, 8103

Keywords: passive margin, thermochronology, West African Craton, Reguibat Shield, Central Atlantic Ocean, Morocco

1. Introduction

Since the end of 1980s, numerous studies have shown that passive margins are not “passive” anymore in the sense that they are not just passive recipients of the rifting processes and can show post-rift motions. Vertical motions that clearly postdate the rifting have indeed been identified in many geological settings: Greenland [Johnson and Gallagher, 2000; Japsen et al., 2014; Bonow et al., 2014], the eastern North Atlantic realm [Holford et al., 2009], Brasil [Harman et al., 1998; Cogné et al., 2012], eastern North America [Pazzaglia and Gardner, 1994], South Africa [Turner et al., 2008; Brown et al., 2002, 2014], Northwest Africa [Sahagian, 1988; Roberts and White, 2010; Beauvais and Chardon, 2013]. Almost all these studies were carried out on high-elevated passive margins. This link between high-elevated topography and post-rift motions specifically questions whether or not these motions can be responsible for the current high-topography of many passive margins [Japsen et al., 2012].

Low-elevated passive margins have received little attention compared to high-elevated ones [Bishop, 2007]. In this study, we focus our attention on the low-elevated passive margin of South Morocco (Figure IV-7a,-8) which results from the break-up of the Central Atlantic Ocean during the Lower Jurassic at c.a. ~190 Ma [Labails et al., 2010]. Here, the Precambrian cratonic lithosphere of the WAC abuts the oceanic Atlantic lithosphere. This cratonic lithosphere is considered quite stable and it is unlikely that this lithosphere has undergone large amplitude motions. Nevertheless, there is indirect evidence of post-rift uplift of the margin. Together, the presence of forced regression prisms during the Early Cretaceous at the slope of the west African margin [Mitchum et al., 1977] and Cenomanian-Turonian marine deposits at relatively high elevations [Sahagian, 1988] around the Anti-Atlas and in the western Tindouf Basin (up to more than 1 km and 500 m high, respectively; Figure IV-7b), which are far beyond the maximum eustatic amplitudes (± 100 m), suggest significant post-rift

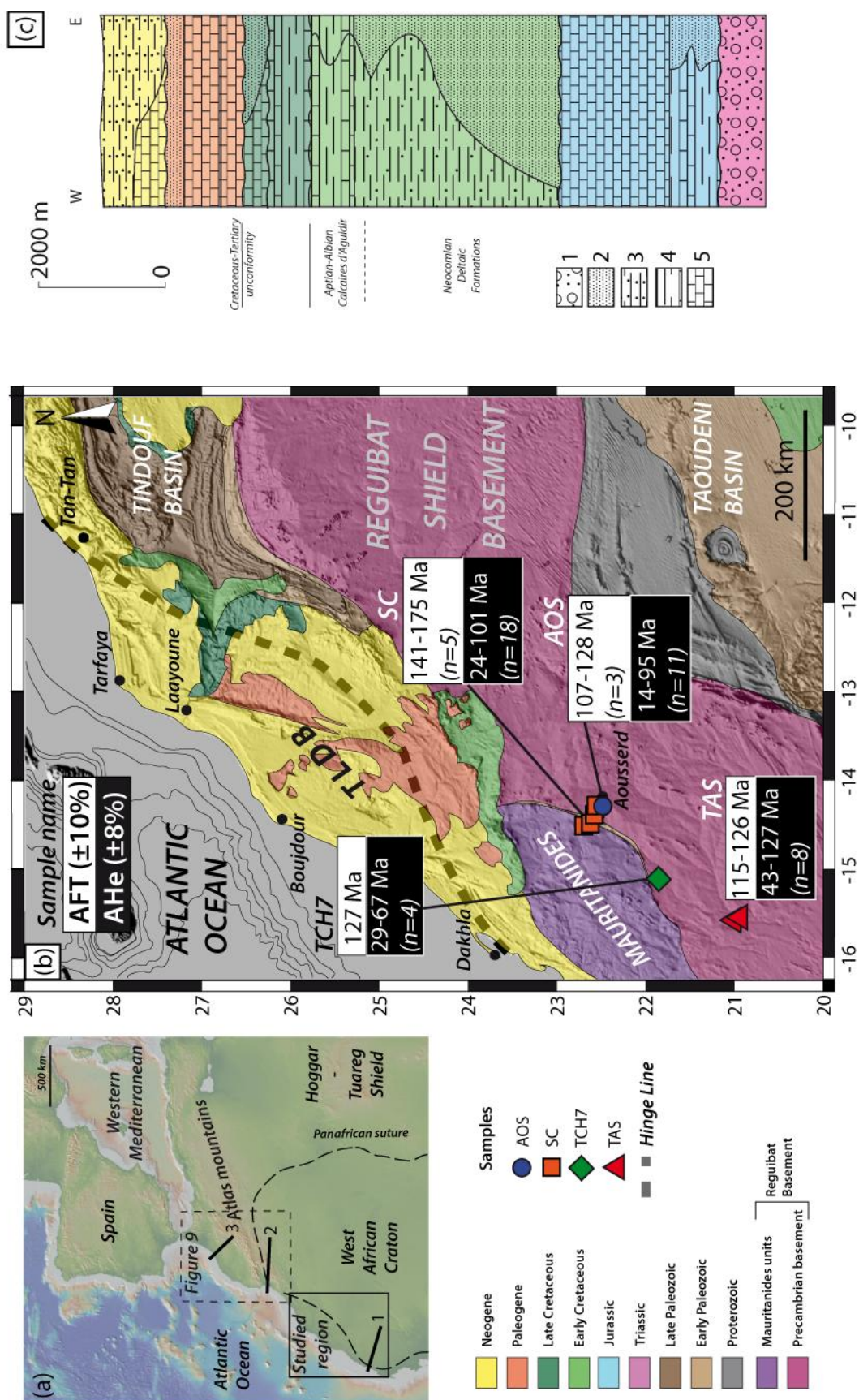


Figure IV-7 : (a) Geographical map the eastern Central Atlantic Ocean and Western Mediterranean. It locates the studied region (b), the Figure IV-15, and IV-9 topographic profiles along the passive margin of Morocco (presented in Figures IV-8 and IV-15). (b) Geological map of the studied area. The bathymetry (isobaths are 500 m-spaced from the coast) is also

presented to see how the platform extends seaward. The hinge line represents the limit of crustal thinning due to the rifting (see seismic profile in Labails et al. [2009] for its specific position at the Dakhla latitude). For the rest of the margin, we used the hinge line as defined in von Rad et al. [1982]. The Mauritanides are a part of the basement of the Reguibat Shield. The shield was structured during the Panafrikan orogeny [Villeneuve, 2008]. LT thermochronology results are incorporated and grouped as indicated in the text (section 3.2) with colored labels. n specifies the number of thermochronological data i.e. the number of analyzed grains for AHe methodology and the number of samples for AFT methodology (see Annexes 2, 4 for details). TLDB: Tarfaya-Laayoune-Dakhla Basin. (c) Stratigraphical log of the onshore northern TLDB, after Ranke et al. [1982]. This is the most complete sedimentary succession, since the Late Cretaceous and maybe parts of the upper section of the Early Cretaceous are eroded south of 24°N. Colors are the same than used for (b). 1. Conglomerates and coarse detrital sediments; 2. Coarse to fine sandstones; 3. Shales with variable sandy proportion; 4. Shales and clays, sometimes interbedded with limestones; 5. Limestones.

vertical motions of the onshore continental margin. This scattered evidence clearly indicates post-rift movements whose precise timing still has to be established in order to thoroughly understand the post-rift evolution of the margin.

We thus led the first low-temperature thermochronology in this area, coupling fission-track and (U-Th)/He dating on apatite (AFT and AHe dating, respectively). These low-temperature thermochronometers have a 50-120°C temperature range sensitivity [Reiners et al., 2005] and allow modeling of the thermal history of the 3-4 km of the upper crust of the onshore basement of the margin using forward and inverse modeling. The combined interest of AFT and AHe methods allows us to determine more refined thermal histories than using one or the other method alone, though it is still not routinely used for the study of passive margins (see examples of combined use in Persano et al. [2002], Cogné et al. [2012]). Thermal histories with alternating cooling and heating phases are translated into a succession of exhumation and burial phases and coupled with the stratigraphical records to provide insight into the evolution of the margin.

We propose the first comprehensive geological history in this domain, revealing a polyphased burial/exhumation history for the onshore margin basement. We conduct a comparison with the other segments of the Moroccan passive margin so as to ascertain the global evolution of this moderate to low-lying passive margin. Finally, we make a comparison between the Moroccan passive margin and its conjugate passive margin in Northeast America in order to question the mechanisms which caused the vertical motions.

2. Geological setting

The passive margin of the eastern Central Atlantic comprises the narrow Tarfaya-Laayoune-Dakhla Basin, bounded to the East and South by the basement of the western Reguibat Shield (Figure IV-7b). The Reguibat Shield belongs to the West African Craton (WAC) [Ennih and Liegeois, 2008; Youbi et al., 2013], which dates from Archean to Early Proterozoic for the Reguibat Shield basement [Potrel, 1996; Montero et al., 2014]. In the past 600 Ma, this region has been involved in major

tectonic events during two orogenic cycles, the Panafrican and the Variscan ones, which set up the Mauritanides nappes (Villeneuve [2008]; Michard et al. [2010]; Figure IV-7b), and the subsequent rifting/break-up during the Atlantic opening, focusing on inherited weakened zones [Villeneuve and Marcaillou, 2013]. The Reguibat Shield is also bounded by Precambrian and Paleozoic basins on its southern and northern borders (Taoudeni and Tindouf basins respectively).

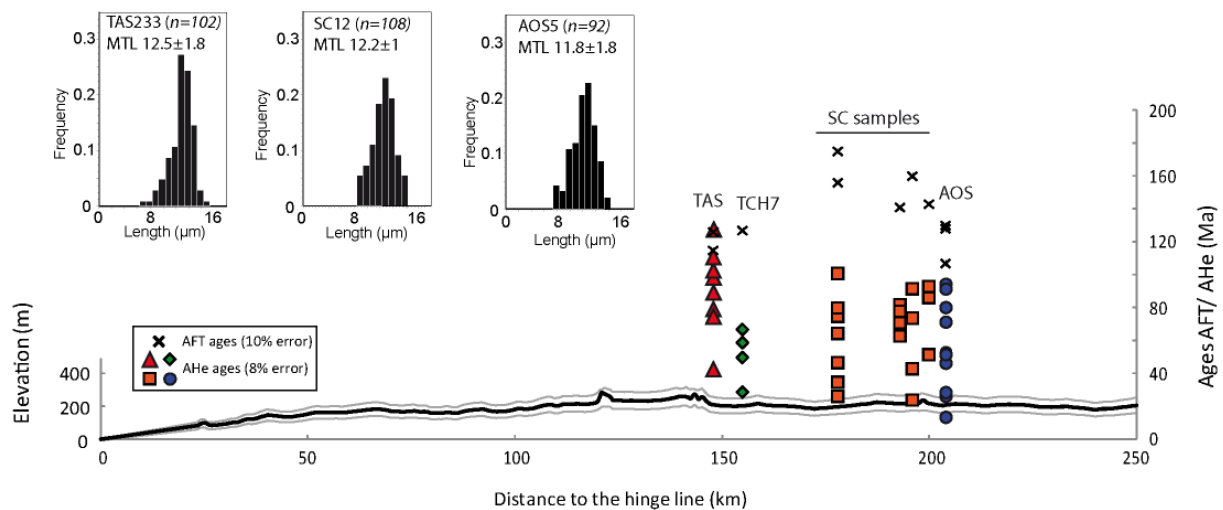


Figure IV-8 : Cross-section of the onshore margin (profile 1 on Figure IV-7a) with geographical distribution of the thermochronological data (AFT and corrected AHe ages). Same legend than in Figure IV-7 for each sample. The locations of the various sampling sites are projected along a section perpendicular to the coast. The fission tracks lengths data are given for three representative samples TAS233, SC12 and AOS5 given they provided sufficient lengths to measure. Other samples from SC and AOS groups show similar length distributions, whereas we did not use length distribution for TCH7 as it carried too few ($n = 37$). Light grey lines show the maximum variation in elevation within 50 km from the main cross-section (black line).

The Tarfaya-Laayoune-Dakhla Basin (TLDB; Figure IV-7b,c) is a NE-SW oriented basin, resulting from the opening of the Central Atlantic. The timing of the Central Atlantic Ocean opening has recently been revised by Labails et al. [2010] who estimate the age of the break-up in the Late Sinemurian (190 Ma). The margin represents a 100-km wide thinned domain, the crust thickness evolving from 27 km to 7 km [Klingelhoefer et al., 2009]. This stretched domain is filled by more than 10 km of sediments (maximum of 14 km) from Triassic to the present day [Ranke et al., 1982], and the sedimentary infill thins eastward up to its disappearance on the western Reguibat Shield basement (Figure IV-7b). Its stratigraphy and geometry are known from the various drills from oil exploration [AUXINI, 1969] and a few seismic sections [Mitchum et al., 1977; El Khatib, 1995; Davison, 2005; Hafid et al., 2008; Labails et al., 2009], Deep Sea Drilling Project reports (139, 369, 197) and field studies [Choubert et al., 1966; Martinis and Visintin, 1966; Ratschiller, 1968].

The Mesozoic-Cenozoic regional stratigraphy of the onshore and offshore parts of the TLDB has been summarized by Ranke et al. [1982]. The onshore stratigraphy is presented in Figure IV-7c.

Triassic formations (sandstones, conglomerates, volcanic rocks and evaporites) lie unconformably on the basement. Directly above it, the Jurassic shows the build-up of a large carbonate platform, mostly during the Middle-Late Jurassic/Berriasian. An abrupt change is recorded at the beginning of the Early Cretaceous (Neocomian-Barremian), with deposition of detrital formations. Huge volume of continental clastics in the Early Cretaceous marked the drowning of the platform and the formation of immense prograding deltas at the latitude of TanTan/Tarfaya and Boujdour [Ratschiller, 1968; Ranke et al., 1982]. The Lower Cretaceous formations lie unconformably on top of the older ones and even on the basement in the East (Figure IV-7b). Marine conditions resume in Aptian-Albian times with the deposition of carbonate beds [Martinis and Visintin, 1966], and, in the offshore domain, the landward migration of detrital facies [Einsele and von Rad, 1979]. The thickness of the Aptian-Albian formations is variable and can reach at least 1 km, even close to the Reguibat Shield [AUXINI, 1969]. The high-stand sea level at the beginning of the Late Cretaceous (Cenomanian-Turonian) is well expressed, in the northern TLDB, with the deposition of unconformable black shale and carbonates in a context of increasing water-depths [Sachse et al., 2011]. Erosion has recently erased a large part of the traces of the Late Cretaceous in the offshore northern TLDB [Ranke et al., 1982]. The early terms of Paleogene are still marine, but representative of shallower depths, and in some places show clastics (e.g. in the Tarfaya sub-basin). The generalized decreasing sea-level leads to the deposition of Eocene clastics. Paleocene and Eocene formations lie unconformably on the Late Cretaceous in the north of the basin, and on the Early Cretaceous south of Boujdour. There is no Oligocene formation in the onshore domain of the TLDB. Neogene deposits are scarce and thin on the onshore TLDB [Ranke et al., 1982], except in a small basin near Laayoune, where marine deposits reach 1000 m.

3. Methodology

3.1. Sampling

Sampling perpendicular to the margin has been taken following the road that goes across the Reguibat Shield, toward the Aousserd syenite (Figures IV-7,-8). Eleven samples were collected from the basement: three of them come from the 2.5 Ga Aousserd syenite (Bea et al. [2013]; AOS samples), five samples come from the metamorphic Mauritanides (SC samples), that reworked Panafrican rocks [Michard et al., 2010], one from the Tichla gabbro massif (south of the Mauritanides, probably Archean in age; TCH7 sample) and the two last are gneisses from the Tasiast basement formations, Mauritania (2.8 Ga, Chardon [1997]; TAS samples). Detrital Cretaceous formations of the southern TLDB have been sampled but did not yield any apatites for AFT and AHe analysis.

3.2. Low-temperature Thermochronology

Low-temperature (LT) thermochronology with AFT and AHe dating was carried out at the GEOPS laboratory (Université Paris Sud-11, Orsay, France). Samples were crushed, sieved, and apatite crystals were separated with heavy liquors/magnetic separation and hand-picking. Ten samples with sufficient apatite have been selected for the AFT methodology. Within these, nine samples allowed AHe dating.

AFT dating was carried out using the external detector method [Gleadow and Duddy, 1981]. We used the central age method [Galbraith and Laslett, 1993] with a zeta [Hurford and Green, 1983] of 368 ± 10 (R. Leprêtre) determined with a CN5 glass dosimeter and Durango/Fish Canyon apatite standards [Hurford, 1990]. Spontaneous tracks were revealed by etching in 5M HN03 for 20 seconds at $20 \pm 1^\circ\text{C}$. Dpar were also measured to check the chemical control on fission-track annealing [Barbarand et al., 2003]. Horizontal confined track-lengths were measured using a LEICA light microscope with a x1000 magnification, and a digitizing tablet linked via a drawing tube to the microscope. AFT ages and lengths are given in Table 6 and Figures IV-8,-9 and S1.

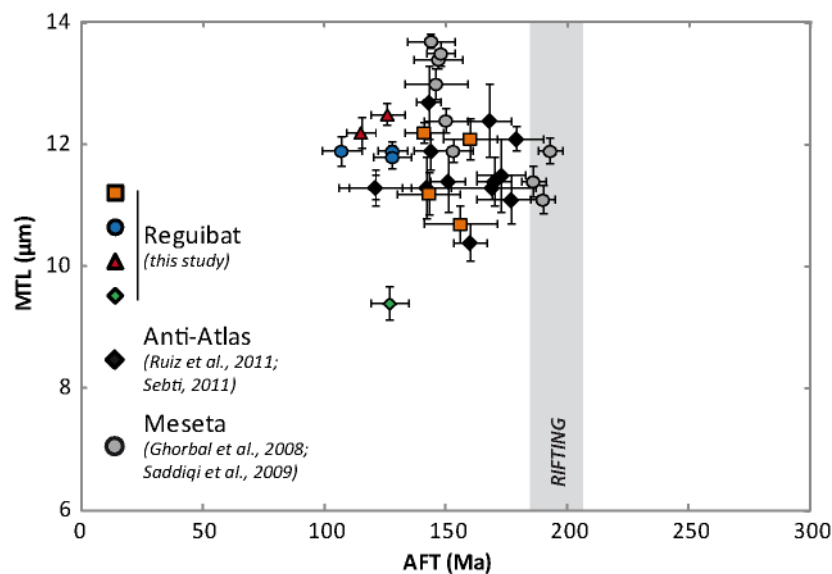


Figure IV-9 : Mean Track Length (MTL) vs. Apatite Fission Track (AFT) ages plot, with standard deviation. We included all existing fission track data for the western Reguibat Shield (this study, same legend than Figure IV-7), the western Anti-Atlas [Ruiz et al., 2011; Sebt, 2011], and the Moroccan Meseta [Ghorbal et al., 2008; Saddiqi et al., 2009]. All data group within 100-200 Ma and 10-13 μm , suggesting a potential similar post-rift history for the whole margin.

AHe analysis was carried out on euhedral inclusion-free apatite crystals with a minimum of three replicates for each sample. Crystal dimensions and geometry were measured along the three axes and placed into a platinum basket. Ejection factors and sphere equivalent radius were determined using the Monte Carlo simulation from Ketcham et al. [2011]. More details on He, U, Th and Sm content determination can be found in Gautheron et al. [2013]. The analysis was

calibrated using internal and external age standards. Mean AHe ages of 16.6 ± 1.1 Ma and 31.8 ± 0.5 Ma have been measured for the Limberg tuff and Durango yellow apatite, which are in agreement with literature data (i.e. 16.8 ± 1.1 Ma from Kraml et al. [2006] and 31.4 ± 0.2 Ma from McDowell et al. [2005]). The error on the AHe age at 1σ is estimated to be a maximum of 8% reflecting uncertainty in the ejection factor (FT) correction and standard dispersion. The final He, U-Th-Sm content and AHe age are reported in Table 7.

Scatter in AHe ages demonstrates the difference of closure temperature [Dodson, 1973] for each grain. Each apatite grain for a particular thermal history and crystal size is characterized by a different closure temperature, as the He diffusion coefficient evolved with the damage fraction [Chaumont et al., 2002; Shuster et al., 2006; Shuster and Farley, 2009]. This behavior has been incorporated into two predictive models, in which the radiation damage annealing is considered to follow annealing kinetics similar to fission-tracks [Ketcham et al., 2007; Gautheron et al., 2009; Flowers et al., 2009]. The observable variation in eU for various replicates (Figures IV-10, S2) for the same sample is useful as it can monitor different closure temperatures (as fission-track length repartition) and is used to better constrain the thermal history (Figures IV-10, S2). In addition, apatite grain chemistry impacts the damage-annealing rate and the AHe ages [Gautheron et al., 2013], as well as the broken crystal shapes [Brown et al., 2013]. The influence of chemistry has also been examined in this study, considering the Dpar range within each sample measured for AFT.

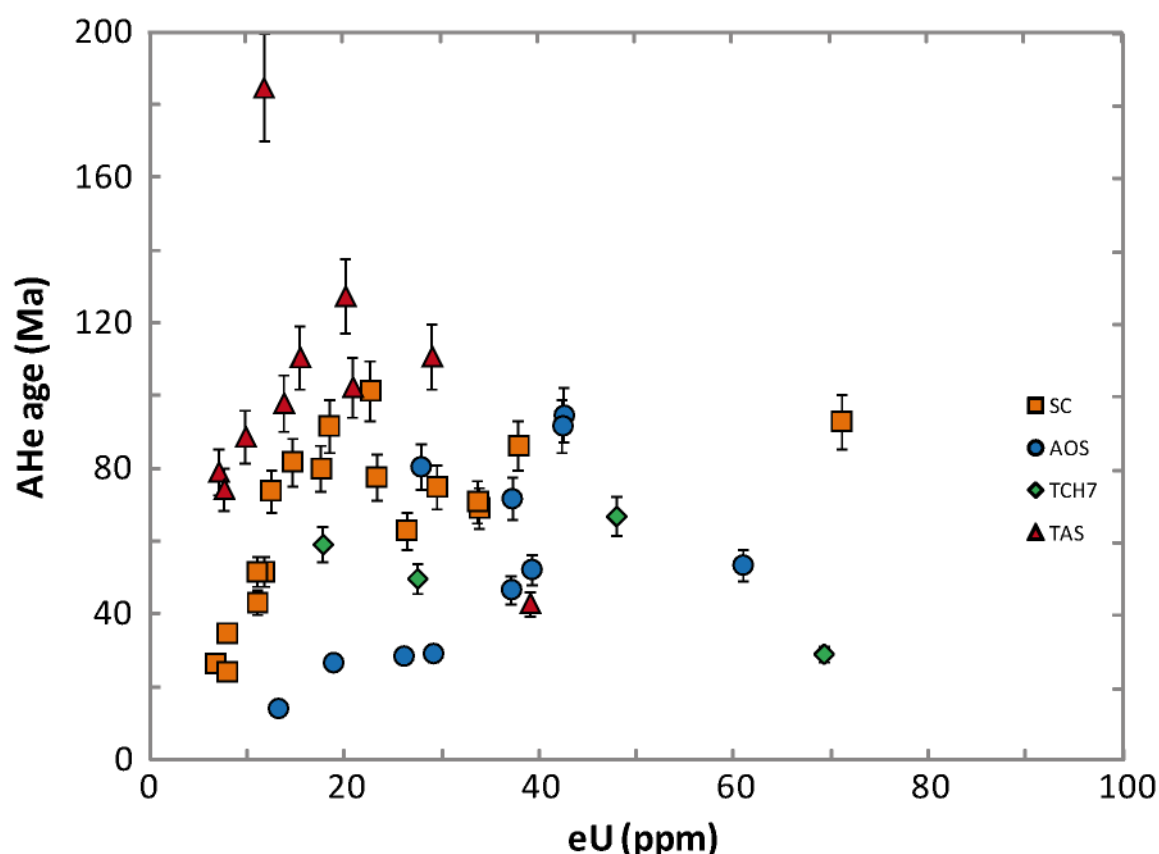


Figure IV-10 : Plot of AHe ((U-Th-Sm)/He) ages vs. eU (effective uranium content). Each sample group shows a rough correlation: the more the eU increases, the more the spread grows. Legends for different samples are the same as in Figure IV-7.

Sample	Rock-type	Location	Elevation (m)	ρ_s (10^6 tr/cm ²)	ρ_i (10^6 tr/cm ²)	ρ_d (10^6 tr/cm ²)	Central age (Ma) $\pm 1\sigma$	P (χ^2) %	U (ppm)	MTL (μ m) \pm se	MTL Std dev.	Dpar
AOS2	neph. syen.	14°17'W 22°32'N	400	1.1237 <i>654</i>	1.258 <i>732</i>	6.61 <i>6528</i>	107 \pm 8 <i>21</i>	2	23	11.8 \pm 0.2 <i>56</i>	1.8	1.7 \pm 0.3
AOS3	neph. syen.	14°17'W 22°32'N	400	1.899 <i>1301</i>	1.772 <i>1241</i>	6.58 <i>6528</i>	128 \pm 6 <i>21</i>	63	33	11.9 \pm 0.2 <i>100</i>	1.6	1.7 \pm 0.3
AOS5	neph. syen.	14°17'W 22°32'N	400	1.381 <i>1153</i>	1.308 <i>1092</i>	6.55 <i>6528</i>	128 \pm 8 <i>21</i>	<1	24	11.8 \pm 0.2 <i>92</i>	1.8	1.8 \pm 0.3
SC11	granite	14°21'38"W 22°34'36"N	293	0.85 <i>604</i>	0.627 <i>446</i>	6.5 <i>6528</i>	160 \pm 11 <i>21</i>	50	12	12.1 \pm 0.3 <i>32</i>	1.8	1.8 \pm 0.3
SC12	granite	14°23'00"W 22°35'14"N	292	1.383 <i>1094</i>	1.155 <i>914</i>	6.47 <i>6528</i>	141 \pm 8 <i>21</i>	27	22	12.2 \pm 0.2 <i>108</i>	1.8	1.5 \pm 0.2
TCH7	granite	15° 6'37.25"W 21°50'54.88"N	194	0.955 <i>916</i>	0.889 <i>853</i>	6.52 <i>6528</i>	127 \pm 8 <i>21</i>	27	17	9.4 \pm 0.3 <i>37</i>	2	1.6 \pm 0.4
SC5	granite	14°29'38.00"W 22°40'50.00"N	284	1.04 <i>1131</i>	0.839 <i>913</i>	6.657 <i>6563</i>	156 \pm 15 <i>20</i>	<1	15	10.7 \pm 0.3 <i>32</i>	1.7	1.6 \pm 0.1
SC9	granite	14°18'56.00"W 22°33'8.00"N	318	1.742 <i>866</i>	1.549 <i>770</i>	6.641 <i>6563</i>	143 \pm 13 <i>20</i>	<1	28	11.2 \pm 0.3 <i>31</i>	1.9	1.7 \pm 0.1
SC15	granite	14°28'52.00"W 22°40'17.00"N	282	0.6 <i>482</i>	0.425 <i>341</i>	6.626 <i>6563</i>	175 \pm 16 <i>20</i>	10	8	- -	-	1.7 \pm 0.1
TAS233	volcanite	15°32'55.96"W 20°59'34.10"N	110	0.68 <i>797</i>	0.651 <i>763</i>	6.634 <i>6849</i>	126 \pm 7 <i>20</i>	87	12	12.5 \pm 0.2 <i>102</i>	1.8	1.6 \pm 0.2
TAS29	gneiss	15°32'55.96"W 20°59'34.10"N	110	0.743 <i>1047</i>	0.778 <i>1096</i>	6.586 <i>6849</i>	115 \pm 6 <i>20</i>	11	14	12.2 \pm 0.2 <i>51</i>	1.8	1.7 \pm 0.1

Table 6: AFT results. ρ – density of tracks with s and i – spontaneous and induced densities in apatites and the mica detector; d – tracks density of the neutron glass monitor (CN5); for ρ_s , ρ_i , ρ_d , are written in *italics* the number of counted tracks. Densities are expressed in 10^5 t/cm². MTL – mean track length. Values in bracket for central age and MTL are, respectively, the number of single-grain ages and the number of lengths measured. 1σ is the standard deviation. Dpar corresponds to a kinetic factor determined for each sample [Barbarand et al., 2003].
neph. syen.: nephelinitic syenite.

Name	Crystal dim. (μm) H-W-L**	Rs (μm)	Weight (μg)	F _T	4He(ncc/g)	U (ppm)	Th (ppm)	Sm (ppm)	Th/U	eU (ppm)	Age (Ma)	Age c. (Ma)*
AOS3A	188-113-100	57.7	4.14	0.78	379656	30	40	403	1.35	43	74	95 \pm 8
AOS3B	113-100-100	48.3	2.56	0.78	368565	30	48	167	1.62	42	72	92 \pm 7
AOS3C	188-113-100	58.4	5.02	0.80	168336	28	29	318	1.04	37	38	47 \pm 4
AOS3E	138-113-108	55	3.82	0.80	317447	50	32	391	0.63	61	43	54 \pm 4
AOS5A	88-138-138	54.4	3.77	0.84	17656	9	8	125	0.80	12	12	14 \pm 1
AOS5D	188-88-88	48.7	2.8	0.74	59630	18	16	263	0.94	24	21	29 \pm 2
AOS5F	125-100-113	48.2	2.27	0.75	175595	29	24	195	0.82	37	39	52 \pm 4
AOS2A	200-113-100	58.6	4.48	0.78	252824	31	12	400	0.39	37	56	72 \pm 6
AOS2B	213-113-131	62.7	6.65	0.81	219641	23	16	105	0.71	28	65	81 \pm 6
AOS2C	113-100-88	47	2.35	0.78	47198	15	12	152	0.79	19	21	27 \pm 2
AOS2D	113-88-88	43.8	1.96	0.76	77464	20	31	179	1.51	29	22	29 \pm 2
TCH7A	100-106-125	49.4	2.8	0.80	194361	59	35	179	0.59	69	23	29 \pm 2
TCH7B	213-138-113	68.7	8.03	0.83	137470	19	23	339	1.23	28	41	50 \pm 4
TCH7C	188-125-113	63.6	6.25	0.82	318644	43	11	229	0.26	48	55	67 \pm 5
TCH7D	150-131-150	64.6	6.31	0.84	106664	13	9	267	0.66	18	50	59 \pm 5
SC5A	150-88-88	46.9	2.61	0.76	209790	21	5	83	0.26	23	77	101 \pm 8
SC5C	163-113-100	56.6	4.35	0.80	26664	6	6	16	0.95	8	28	35 \pm 3
SC5D	213-113-100	59.9	5.69	0.80	214047	27	11	15	0.39	30	60	75 \pm 6
SC9B	188-113-113	59.9	5.4	0.81	59285	7	12	271	1.72	12	42	52 \pm 4
SC9D	150-75-75	41.4	1.92	0.72	282683	27	37	274	1.39	38	62	86 \pm 7
SC9E	125-88-100	45.8	2.35	0.76	606341	52	66	401	1.27	71	71	93 \pm 7

Evolution du Nord du COA : Etude de thermochronologie basse température sur le Bouclier Reguibat

SC11C	138-100-94	50.3	3.01	0.78	18224	5	4	284	0.85	8	19	24 ± 2
SC11D	181-138-125	68	7.34	0.84	92904	7	14	228	1.84	12	62	74 ± 6
SC11E	138-113-113	53.2	2.98	0.78	157370	11	25	103	2.22	18	71	92 ± 7
SC11F	188-138-125	66.7	5.97	0.82	47093	8	3	266	0.36	11	35	43 ± 3
SC12A	100-85-85	41.6	1.65	0.75	108424	10	13	232	1.39	15	61	82 ± 7
SC12D	175-125-125	64	6.22	0.83	180770	19	9	241	0.49	23	64	78 ± 6
SC12G	138-100-100	49.5	2.44	0.75	222395	22	13	141	0.58	26	48	63 ± 5
SC12F	138-113-100	52.3	2.8	0.77	151382	25	26	360	1.04	34	55	71 ± 6
SC15A	125-138-113	59.7	4.73	0.83	141644	11	16	382	1.54	18	67	80 ± 6
SC15B	163-113-113	56.5	3.7	0.78	16791	4	9	126	2.41	7	21	27 ± 2
SC15F	138-100-88	48.3	2.27	0.75	50901	6	20	90	3.52	11	39	52 ± 4
SC15G	113-131-113	56.5	3.99	0.83	234089	25	24	340	0.93	34	57	69 ± 6
TAS233-B	88-138-113	52.5	3.31	0.83	87654	9	3	13	0.29	10	74	89 ± 7
TAS233-F	150-113-100	55.5	4.01	0.80	163092	36	13	9	0.36	39	35	43 ± 3
TAS233-H	125-100-88	49.3	1.4	0.69	263063	27	7	31	0.27	29	75	111 ± 9
TAS233-D	138-125-113	58.8	4.58	0.82	55323	6	2	14	0.30	7	65	79 ± 6
TAS233-G	125-100-100	49.7	2.85	0.79	127885	13	3	12	0.25	14	77	98 ± 8
TAS29A	188-138-125	5.97	5.97	0.82	168828	14	5	12	0.38	15	90	111 ± 9
TAS29B	88-138-150	2	2,00	0.77	238976	16	17	28	1.06	20	98	127 ± 10
TAS29C	138-100-113	2.57	2.57	0.76	196140	20	5	10	0.25	21	78	102 ± 8
TAS29D	163-125-138	3.14	3.14	0.75	196541	11	4	13	0.36	12	138	185 ± 15
TAS29E	163-188-138	7.22	7.22	0.84	57789	7	2	7	0.26	8	62	74 ± 6

Table 7: Rs (sphere equivalent radius) and FT(ejection factor) have been calculated using the developed procedure of Gautheron and Tassan-Got [2010] and Ketcham et al. [2011]. *(U-Th-Sm)/He age corrected from alpha-ejection with the FT. **Crystal dimensions. H: height of the prism; W and L: width and length, respectively, for the base of the prism. The width crosses the prism from two opposite angles and the length crosses the prism from two opposite faces. L and W are perpendicular.

Despite similar AFT and AHe data (Tables 6, 7; Figure IV-8) and geographical proximity (Figures IV-7b,-8), we grouped the individual samples of the Aousserd area to make two groups, AOS and SC. It is explained by the lithological differences between SC and AOS samples and the different AHe age-eU correlations (Figures IV-10, S2). In the following thermal models, we use these two “grouped” samples instead of the individual ones for the samples from the northern Aousserd area.

3.3. Thermal modeling

For our purposes, we used two modeling software tools: HeFTy [Ketcham et al., 2005] and QTQt [Gallagher, 2012]. We used QTQt software for the main modeling process. QTQt works with a probabilistic Bayesian approach for inverse modeling. It samples numerous thermal histories and among them builds a population of models selected according to the degree of agreement between data and model- this is the burn-in phase. It then proceeds with inverse modeling, which is called the post burn-in phase. For each phase, the user can choose the number of iterations, depending on the complexity of its own dataset. QTQt takes into account the more recent annealing model for fission-tracks in apatite [Ketcham et al., 2007], the two radiation damages annealing models of Gautheron et al. [2009] and Flowers et al. [2009] and incorporates a chemical proxy, either the Dpar or the chlorine content. Also, QTQt cannot take into account the individual crystal chemical variations and only handles a mean chemical value for all replicates. In QTQt, the fit between the data and the model is defined by the Log Likelihood (details are given in Gallagher [2012]) which gives a global value to estimate the fit of predicted data against the observed ones: the higher the Log Likelihood value, the better the solution is. Besides, the likelihood of a solution must be carefully checked through the stability of the solution.

The HeFTy software (which only uses the Flowers et al. [2009] kinetics) and a homemade diffusion code program (for the Gautheron et al. [2009] kinetics) were also used to monitor the apatites chemistry and size influence (see section 3.4; Figures IV-11d,-12d,-13d) through forward modeling. Both HeFTy software and our homemade diffusion code program can take into account the size of the apatite but also the chemistry through the use of rmr0 [Ketcham et al., 2007].

3.4. Strategy for thermal modeling

A three step modeling procedure has been carried out using inverse and forward modeling with QTQt software [Gallagher, 2012]. This procedure is detailed in the supporting data (Annex5).

First, an exploratory inverse modeling was carried out in order to explore the (T,t) space and search for likely common thermal histories between samples (Figure S3; Tables S1, S2, S3; Text S1). The QTQt software was run without (T,t) constraints but was unable to yield stable solutions. Consequently, we used two conditions to narrow the (T,t) space to explore: (1) a stratigraphical constraint given by Lower Cretaceous units lying unconformably on the Reguibat basement less than 100 km from the samples (Figure IV-7a; see Wissmann [1989] for the southern area), indicating that they were close to or at the surface at that time; (2) a data-dependent result, i.e. the fact that AFT ages are bracketed between 107-175 Ma plus their length distributions and MTLs, implying that samples must have been at temperatures higher than 110°C before 200 Ma (Figure S4). Otherwise we would expect more scattered and older AFT ages and different track length distributions. Considering these two facts, we ran inverse modelings which were also not able to give very stable solutions (Figures S5, S6).

Second, representative thermal histories obtained through this first modeling step were tested through forward modeling so as to refine and restrain the possible thermal paths (Figure S7; Text S2; Tables S4, S5). The resulting selected thermal paths indicate the best probable thermal paths.

Lastly, final inverse modelings, incorporating the results of the previous tests, were run to investigate the degree of freedom left to the model for a better fit to the data (Figures 5, 6, 7, S8, S9, S10). For each sample, we present in Figures IV-11,-12 and -13 the final thermal modelings resulting from the use of the Gautheron et al. [2009] kinetics. Nevertheless, both radiation damage and annealing models were run and gave comparable results (see Figures S8, S9, S10 for final modelings with the Flowers et al., [2009] kinetics).

In addition to these modelings, forward modeling with HeFTy and a homemade diffusion code (for the Gautheron et al. [2009] kinetics) were used in order to explain the scatter in AHe data. Given the final thermal histories (Figures IV-11a,-12a,-13a) we obtained, we processed these in forward modeling, varying the grain size and the chemistry to assess their primary roles on the dispersion (Figures IV-11d,-12d,-13d).

4. Results

4.1. Thermochronometry

AFT ages range from 107 ± 8 to 175 ± 16 Ma, with mean track length ranging from 11.8 ± 0.19 μm to 12.5 ± 0.18 μm (Table 6). Overall, AFT ages are quite homogenous, around 130-140 Ma (Figures IV-8,-9). Mean Track Lengths (MTLs) are quite uniformly distributed within the studied region (Figures IV-8,-9). The distribution of lengths shows a mean centered around 12 μm , with a significant standard deviation of ~ 1.8 μm (Figure S1). The difference between AFT ages and crystallization ages shows that these were reset ($T > 110^\circ\text{C}$) and underwent significant time residence in the partial annealing zone (60-110°C). One peculiar observation is that all our AFT ages are younger than the rifting (Figure IV-9). This does not preclude the existence of an exhumation at the time of the rifting but implies younger steps of cooling whose amplitude would have bleached this first exhumation phase.

AHe ages corrected from the alpha-ejection range from 14 ± 1 Ma to 185 ± 10 Ma. A minimum of 3 replicates has been analyzed per sample (Table 7). AHe ages show a large scatter from significantly younger to comparable ages than the AFT ones (Figure IV-8). eU contents also display a wide range from 7 to 71 ppm. For the AOS and SC samples (Figure IV-7b), very young AHe ages (younger or close to ~ 20 Ma) record a final pulse of recent cooling. AHe ages have been plotted against eU content for each group of samples (Figures IV-10, S2). A positive correlation exists when samples are grouped regionally (SC and AOS in the North; TAS samples in the South; Figures IV-7b,-9, S2). The AHe replicates of one single sample, TCH7, do not exhibit a clear correlation and their AHe ages are no younger than ~ 29 Ma. Overall, the southern TAS samples show AHe age ranges that are older than northern AOS and SC samples (74-127 Ma against 24-101 Ma, respectively).

4.2. Final inverse modelings

After the modeling procedure described in section 3.4., Figures IV-11,-12 and -13 summarize the main results of the modeling for three cases (SC and AOS grouped samples and TAS233 which is similar to TAS29; Table 7). For all samples, we ran QTQt with 10,000 iterations for the burn-in phase. Given the complexity of AOS and SC datasets, 150,000 iterations were run for the post-burn-in phase, whereas only 100,000 iterations were run for TAS233 sample which is less complex.

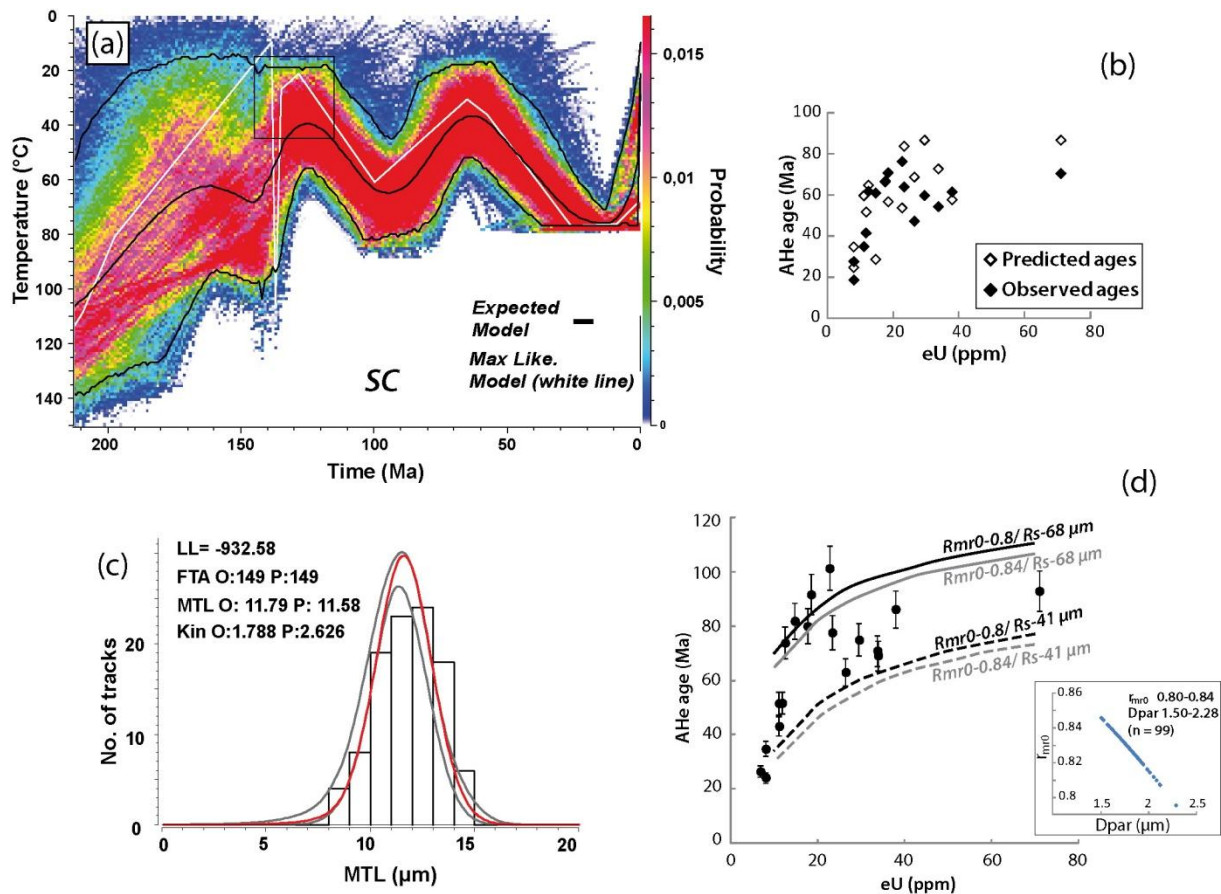


Figure IV-11 : Final modeling for SC sample. It was processed through the Gautheron et al. [2009] code for the radiation damage and annealing. (a) Thermal history. Black box indicates the stratigraphical constraint of the Early Cretaceous. Max. Like: Maximum Likelihood model. (b) Predicted AHe ages against observed AHe ages. (c) Predicted lengths distribution (grey and red curves), Mean Track Length (MTL) and Dpar (Kin) against the observed ones. FTA: Fission Track Age; O: Observed; P: Predicted; LL: Log Likelihood. (d) Predicted AHe-eU relationships for the thermal history of the expected model (black line in (a)) given the rmr0 and the grain size ranges.

Two types of thermal history have been found. The southern group (TAS233; Figure IV-13a, S10) shows a polyphased history with two cooling events, whereas northern groups show the same events plus a third recent cooling event (Figures IV-11a,-12a, S8, S9). We present for each group the thermal history obtained with the Gautheron et al. [2009] radiation damage and annealing model (for the thermal modelings with Flowers et al. [2009] kinetics, see Figures S8, S9, S10). Overall, the same cooling trends (1) from 200 Ma to the Early Cretaceous (60-80°C in 70 Ma) and (2) from the base of the Late Cretaceous (~95Ma) to the early Paleogene (30-40°C in 35 Ma), can be observed in all thermal paths, with very similar magnitudes and rate of cooling. After this, two different types of thermal histories affect the margin with a slow cooling for the southern region (from 40 to 20°C during the Cenozoic) and a renewed burial followed by recent denudation for the northern region (exhumation from the Miocene at 70-80°C to the present at ~20°C). This last event explains the larger dispersion of AHe ages for the samples of the northern area, compared to the southern one, since they show corrected AHe ages younger than 70 Ma (Table 7).

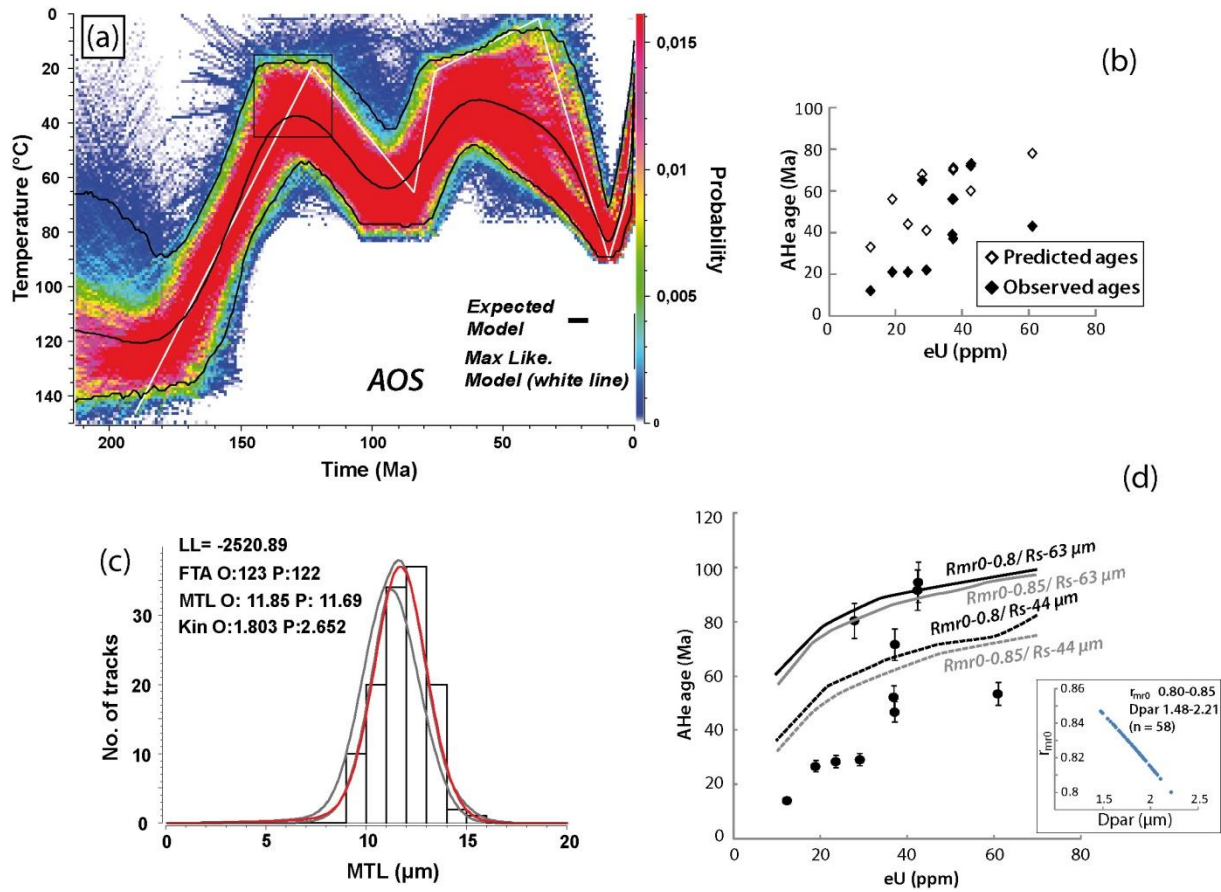


Figure IV-12 : Final modeling for AOS sample. Legend is the same than Figure IV-11.

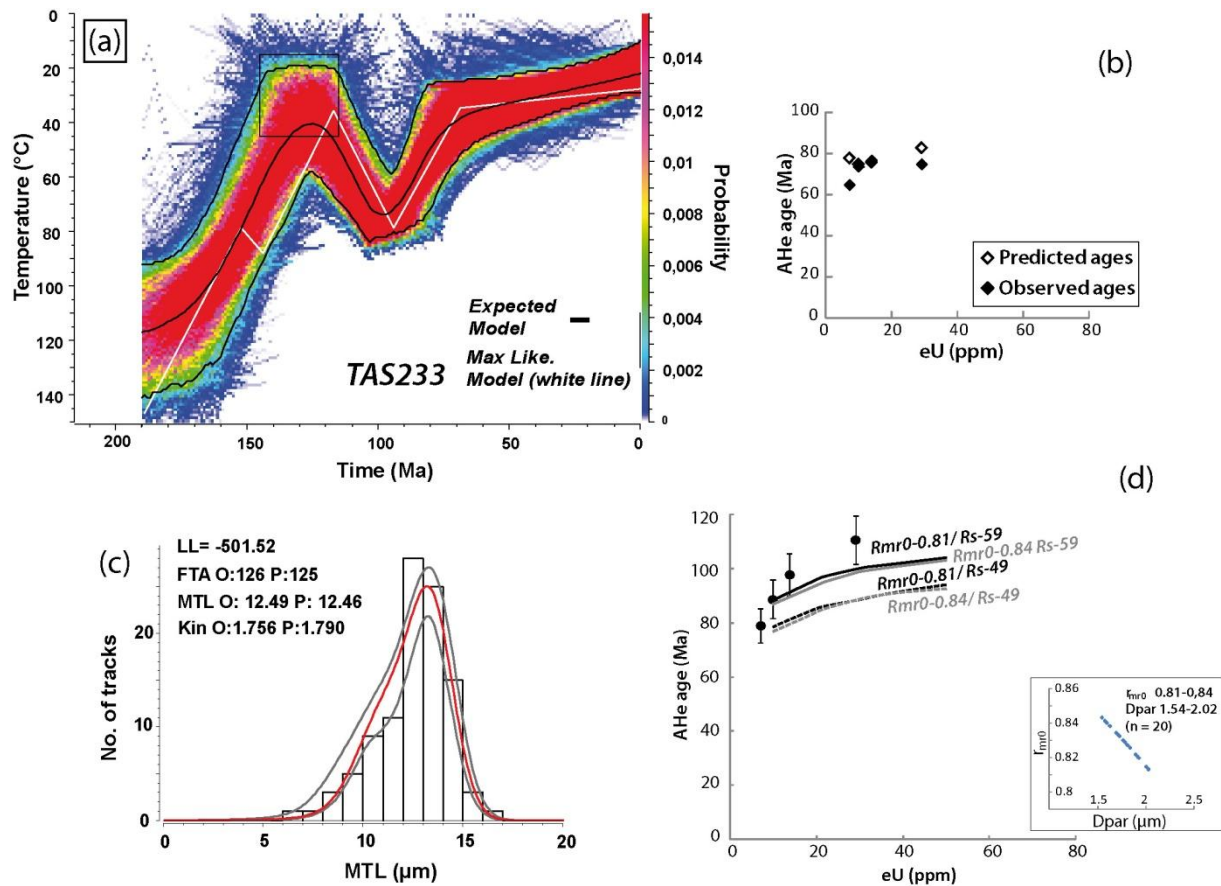


Figure IV-13 : Final modeling for TAS233 sample. Legend is the same than Figure IV-11.

The comparison between predicted and measured data shows Log Likelihood values ranging between -2520 and -501 (LL in Figures IV-11c,-12c,-13c, S8, S9, S10). The stability of the solutions has been assessed and only modelings with the more stable solutions are presented here (Figure S11). Very negative values of Log Likelihood have been found when AHe age replicates were the most scattered (for AOS and SC samples) whereas they prove to be fairly good for the TAS233 sample. This scatter in AOS and SC datasets also generates instabilities in the solutions (Figure S11).

4.3. Dispersion within LT thermochronology datasets

Given the final thermal histories of each sample (Figures IV-11a,-12a,-13a, S8, S9, S10) and knowing the range of eU , we can then determine the theoretical expected AHe age variations [Flowers et al., 2009; Gautheron et al., 2009]. This has been done in Figures IV-11d,-12d and -13d, considering the size range and the chemistry variability of the apatites (Table 7). The range of D_{par} values of the AFT samples (Annex 2) was used as the proxy for estimating the variation of chemistries within each sample and incorporated into the AHe age predictions of Figure IV-11d,-12d and -13d (converted into r_{mr0} , according to Ketcham et al. [2007]). The mean thermal histories obtained with the final inverse modelings were then treated in forward modeling, varying the r_{mr0} and the range size. The mean thermal histories obtained through the use of the Gautheron et al. [2009] kinetics were processed with a homemade diffusion code program (Figures IV-11d,-12d,-13d). The same is presented for the Flowers et al. [2009] kinetics using the HeFTy software (Figures S8, S9, S10) with comparable results.

Except for a few points in each sample and a less good reproduction for the AOS sample, taking into account both the chemistry and the apatite size enables us to reproduce the scatter range for the AOS and SC samples (Figures IV-11d,-12d,-13d, S8, S9, S10). The combination of both parameters shows ranges of dispersion of between a few degrees to more than 30°C. The “simpler” thermal history of the TAS233 sample together with restricted chemistry variations makes the dispersion of its AHe ages comparatively less than for the two others (Figures IV-13d, S10). Also, the mean thermal histories, given the range of eU values, were used to estimate the closure temperature according to the formulation of Flowers et al. [2009] (Figure S12). It shows that samples from the northern area have a 55-120°C closure temperature range whereas those from the southern area display a more limited 55-85°C range, related to their simpler thermal history.

5. Discussion

5.1. Post-rift evolution of the south Moroccan margin

5.1.1. Late Jurassic and Early Cretaceous cooling

All thermal histories are characterized by a cooling signal recorded from the Early-Late Jurassic until mid-Early Cretaceous (Figures IV-11a,-12a,-13a), from temperatures higher than 110°C (at ~200 Ma) to 30-40°C in ~ 70 Ma. These temperatures higher than 110°C before 200 Ma may be explained by either the presence of basement or sedimentary rocks on top of the now outcropping rocks or a higher heat flow, or both.

A major heat pulse must have occurred at the Triassic-Jurassic boundary, with the setting of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) [Marzoli et al., 1999; Verati et al., 2005]. This magmatic province extended over Northeast America, the WAC and the northeast of South America. Brown et al. [1994] studied the influence of the Karoo volcanism on the thermal record of the Karoo basin. They showed an important thermal impact of the volcanism for the 5 first km of the upper crust in the case of significant thicknesses of intrusive and/or extrusive igneous rocks. Until now, no igneous rocks from the CAMP have been discovered on the Reguibat Shield basement and a thick basaltic layer covering the northern craton at that time is unlikely. The CAMP is thus thought to have poorly influenced the thermal record showed by our thermal history at the sample locations. Furthermore, samples are located quite far from the stretched crust (more than 150 km; Figure IV-8). In the case of the margin behaving like the northern section in the Meseta (see Figure IV-15 for location; Maillard et al. [2006]) i.e. with a simple shear model, the African plate being the upper one, existing thermomechanical models predict significant thermal heat flow anomalies in a very narrow zone restricted to the stretched crust [Voorhoeve and Houseman, 1988; Issler et al., 1989]. Finally, given their location at more than 150 km from the hinge line, is it unlikely for our samples to have undergone significant heating effects of both the CAMP event and the thermal effects linked to the rifting between 200 and 190 Ma.

The South Moroccan passive margin then recorded a minimum 70-80°C cooling after our modeling results which suggests that denudation is the main cause of the recorded cooling at that time. No estimates of the paleogeotherm for the Moroccan passive margin have been published. Nevertheless, from Sehrt [2014], we can derive rough estimates of this paleogeotherm for the southern Anti-Atlas (location on Figure IV-15). For the Early Cretaceous, the mean paleogeotherm is $48 \pm 25^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ whereas it seems to decrease afterwards, to $40 \pm 28^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ in the Late Cretaceous until present values around $30\text{-}35^{\circ}\text{C.km}^{-1}$. Given a rough range of 30 to $50^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ for the

paleogeotherm, we can derive denudation rates of $12\text{--}29 \text{ m.Ma}^{-1}$ and total denudation minimum estimates from 0.8 to 2 km (with a 70°C cooling during 70 Ma).

As already suggested by Leprêtre et al. [2013] for the central Reguibat Shield, the basement could have been buried under a significant but now eroded Paleozoic cover ($\sim 1\text{--}2$ km of Paleozoic sedimentary cover in the central Reguibat Shield). This does not exclude a contribution from the Proterozoic basement in the western Reguibat Shield. Two huge deltas developed in the TLDB during the Early Cretaceous, at the latitude of TanTan and Boujdour [AUXINI, 1969; Mitchum et al., 1977; Ranke et al., 1982; AbouAli et al., 2004]. They show a prograding trend bypassing the edge of the Jurassic paleoshelf, with a typical forced regression prism in the TanTan delta [Mitchum et al., 1977]. This trend is confirmed at the latitude of Dakhla, by the seismic profiles of Labails et al. [2009], where a bypass also occurred. The importance of the denudation is demonstrated by (1) the abundant material feeding immense prograding deltaic systems [AUXINI, 1969; Ranke et al., 1982] and (2) the nature of this material which mainly comes from the Paleozoic cover [Martinis and Visintin, 1966] and the cratonic basement [Einsele and von Rad, 1979; Ali et al., 2014a] (Figure IV-14a). All these observations, plus the detrital/coarse nature of the sediments, are well explained by the amplitude and duration of the cooling trend that affects the margin.

The infill of the TLDB at that time could also be partly sourced in the Anti-Atlas as suggested by the existing LT thermochronology results [Ruiz et al., 2011; Sebt, 2011]. A recent provenance study in the northern TLDB negatively concludes on this issue [Ali et al., 2014a], whereas field observations in the Lower Cretaceous formations in the northern TLDB show the deposition of Anti-Atlas materials [Martinis and Visintin, 1966; Rjimati, E.C., pers. comm.].

5.1.2. Mid-Early Cretaceous to Late Cretaceous re-heating

After the surface conditions of the Early Cretaceous, our thermal histories record a $30\text{--}40^\circ\text{C}$ re-heating from the Aptian to the Turonian, within 30–40 Ma (Figures IV-11,-12,-13). There is no evidence at that time of any important magmatic event that could account for this re-heating [Guiraud et al., 2005]. We thus interpret the heating that happened to be the result of a kilometric-scale burial generated by an active subsidence from the end of the Neocomian to the Cenomanian-Turonian times. This active subsidence occurred at quite low rates of $\sim 15\text{--}43 \text{ m.Ma}^{-1}$ (for $30\text{--}50^\circ\text{C/km}^{-1}$ end-members geotherms, a $30\text{--}40^\circ\text{C}$ total heating and a 30–40 Ma duration).

In Aptian-Albian times, an important transgression took place [Martinis and Visintin, 1966], followed by the Cenomanian-Turonian maximum sea-level high stand [Miller et al., 2005]. In this

peculiar context, the active subsidence led to the deposition of shallow marine carbonates during Aptian-Albian times that can reach a km-thick cover [Martinis and Visintin, 1966; AUXINI, 1969].

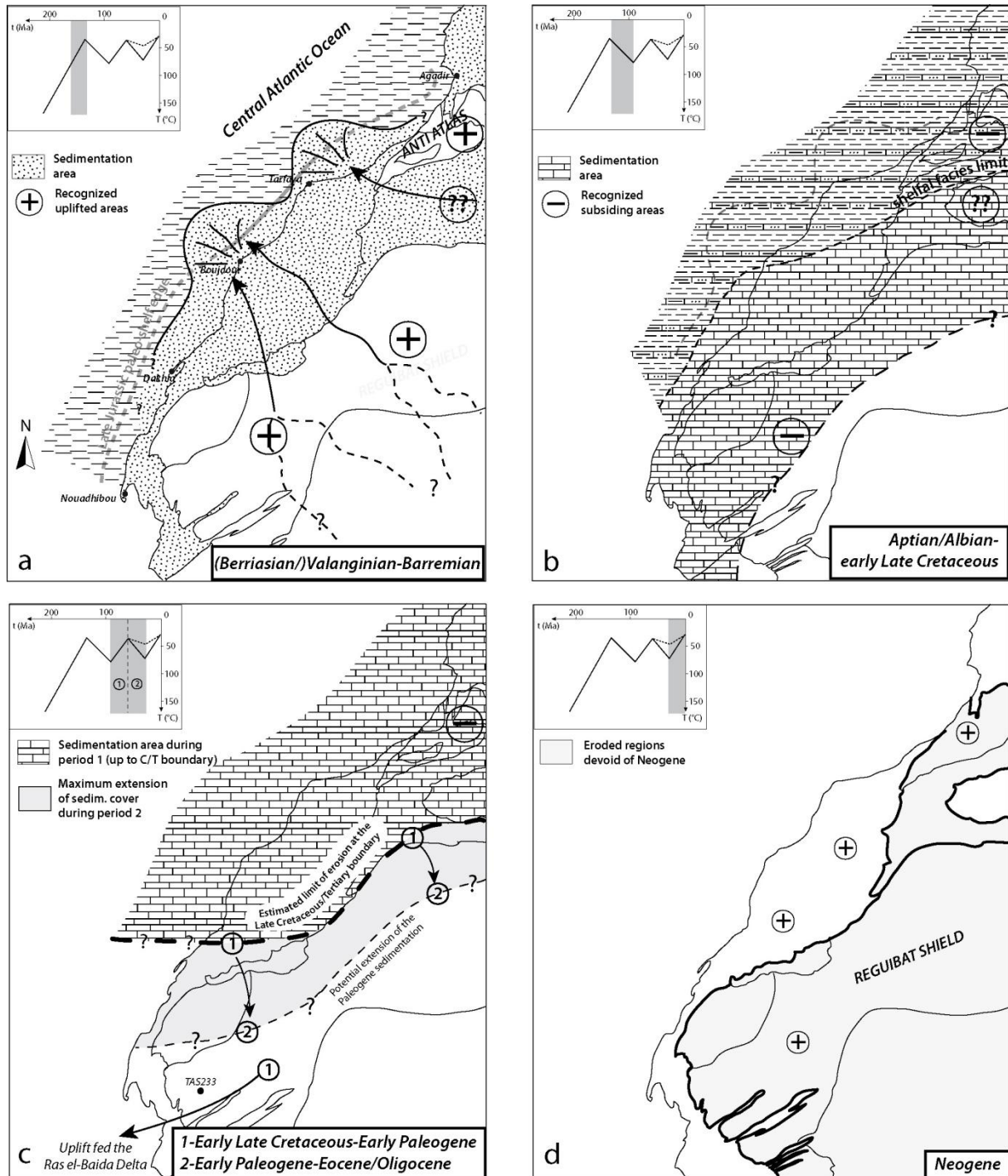


Figure IV-14 : Schematic evolution of the South Moroccan Passive Margin during Mesozoic-Cenozoic times, based on our thermochronology results and published data on the western Anti-Atlas [Ruiz et al., 2011; Sebt, 2011]. For each step, thermal modeling of the northern samples (SC and AOS) is presented in solid black line, and for Tertiary times, we added the case of the southern samples (TAS) with a dotted black line. (a) Berriasian-Valanginian evolution. (b) Aptian/Albian to early Late Cretaceous evolution. (c) Two steps of time: 1-early Late Cretaceous to Early Paleogene and 2-Early Paleogene to Eocene/Oligocene transition. (d) Neogene evolution.

Then, the TLDB underwent extensive shallow marine carbonate to deep-marine sediments deposition during Cenomanian-Coniacian times in its northern part [Ranke et al., 1982]. This cover is eroded, south of 24°N (Figure IV-7b). Average thickness where it has not been eroded can reach 200-300 m between Laayoune and Boujdour [AUXINI, 1969; Ranke et al., 1982]. The original thickness might be thicker since the top of the formation often shows an erosional unconformity with the overlying detrital early Paleogene [von Rad and Wissmann, 1982]. Our results prove that this Aptian to Turonian cover should have also existed landward (Figure IV-14b).

5.1.3. Cooling at the beginning of the Late Cretaceous

The observed ~30°C cooling during the Late Cretaceous had lasted for 30-35 Ma (Figures IV-11,-12,-13). With two end-member paleogeotherms ranging between 30 and 50°C.km⁻¹, we expect denudation rates ranging from 20 to 40 m.Ma⁻¹. Since we have no record of the Late Cretaceous in the onshore southern TLDB, we cannot directly correlate what happens inland with the offshore record. Our theory is that the majority of the Early Cretaceous sequence plus some early Late Cretaceous formations have been removed from the Reguibat Shield basement.

West Africa witnessed important geodynamic events during the mid-Cretaceous transition. A kinematic study of Rosenbaum et al. [2002] showed that the onset of the convergence between Africa and Europe occurred between 120 and 83 Ma. The opening of the South Atlantic Ocean occurs during Aptian-Albian times [Moulin et al., 2010] and continues afterwards northward. This opening is responsible for the propagation of intra-continental rifts from the apex of the South Atlantic in the Gulf of Guinea landward, which followed the Panafrican suture east of the WAC [Guiraud and Morin, 1992]. At the same time, the anti-clockwise rotation of Northeast Africa led to: (1) episodes of rifting south of the Hoggar [Bosworth, 1992; Browne and Fairhead, 1983] and (2) compression north of it. These northern compressive events are known as the Austrian phase [Boudjema, 1987], and set N/S structures, parallel to the N/S fault zones of the Panafrican suture.

The deformations linked to the Austrian events are closely localized around the Panafrican suture [Boudjema, 1987] and it is unlikely that they left imprints on the margin, so far from the major structures. The cooling we have identified likely results from a geodynamic reorganization i.e. the Africa-Europe convergence that could transmit stress across the plate leading to long-wavelength deformation. This hypothesis has been formulated by Frizon de Lamotte et al. [2009] based on the observation that Cenomanian-Turonian deposits are lacking on both the Reguibat Shield and the Anti-Atlas. The authors advocated that large ~ENE/WSW lithosphere anticlines could have developed

during the post-Turonian/ante-Oligocene period, removing the cover. It can be also seen in the Tindouf Basin, where Cenomanian-Turonian formations are truncated and unconformably overlain by Paleogene sediments [Fabre, 2005]. Nonetheless, no cooling event has yet been detected in the western Anti-Atlas and early Late Cretaceous times show a differentiation between the western Reguibat Shield and the western Anti-Atlas (Figure IV-14c).

This cooling phase, not recognized until now, is also compatible with the development of important deltas south of the Reguibat Shield, as the offshore Mauritania witnessed the formation of the Ras al-Beida delta (Davison [2005]; Figure IV-14c). This would imply that the drainage network had been reworked at that time compared to the Neocomian (Figure IV-14a), driving the sediments southward due to the different regional slope.

5.1.4. Late Cretaceous-Tertiary stage

A common thermal path exists from the Late Cretaceous to the Cretaceous-Tertiary boundary for the western Reguibat Shield (Figures IV-11,-12,-13). Nevertheless, whereas the western Reguibat Shield is cooling until the Cretaceous-Paleogene transition, the western Anti-Atlas was kept buried until mid/late-Paleogene times, below a km-thick sedimentary cover (Ruiz et al. [2011]; Sebt [2011]; Figures IV-15d, e). This period shows the development of a spatial differentiation in the pattern of exhumation along the passive margin from the western Anti-Atlas to the western Reguibat Shield, separating a domain north of the TLDB from a domain south of it.

For Tertiary onwards, focusing on the western Reguibat shield, we see that the northern groups are in a reheating phase until Miocene times (Figures IV-11,-12) whereas the southern group shows a quite stable thermal state, or a slow cooling, until the present day (Figure IV-13). We think that this north/south difference lies within the limited extension of a Paleogene cover over the Reguibat shield. Outliers of Paleogene survived onto the western Reguibat Shield basement [Ratschiller, 1968], but do not exist southward (Figure IV-7b), suggesting that the cover may have never reached this area, or has been recently eroded and/or was thinner (Figure IV-14d). The result is that a progressive differentiation occurred from the beginning of the Tertiary in the western part of the Reguibat shield, between the north, bounding the TLDB and the south, north of the Senegal basin. If we compare our thermal histories to the western Anti-Atlas data (Figures IV-11,-12,-13,-15), both regions exhumed from important temperatures (60-80°C) from Eocene-Early Miocene times (Figure IV-14d). Contrary to the western Anti-Atlas, whose exhumation is often related to a thermal

component [Teixell et al., 2005; Missenard et al., 2006], the exhumation of the western Reguibat Shield is more enigmatic at that time.

This final and puzzling cooling pulse, in the western Reguibat Shield, is recorded by the northern groups during the Neogene, whereas no significant temperature peak is recorded by the southern group for the same period (Figures IV-11,-12,-13). During the Neogene occurred the final convergence steps in the Atlas orogen. Moreover, this period corresponds to an icehouse age from the Oligocene onwards. We think that both hypotheses represent potential causes to explain the variation between the northern groups and the southern one. The convergence could initiate lithospheric folds similar to the early Late Cretaceous period, creating regional differential uplift. Nonetheless, there is no evidence such as unconformities or tectonic structures that can be linked to a putative folding event. Climatic forcing could provide another explanation but we must consider that northern and southern groups belong to different drainage basins. In this scenario, the high-frequency sea-level variations actively erode the margin close to the shore (samples from northern area SC and AOS) whereas the southern samples TAS would belong to a landward drainage basin, less affected by erosion. Given the proximity of the latter to the shoreline, this second hypothesis is unlikely, and we favor the hypothesis of a large scale folding of the lithosphere.

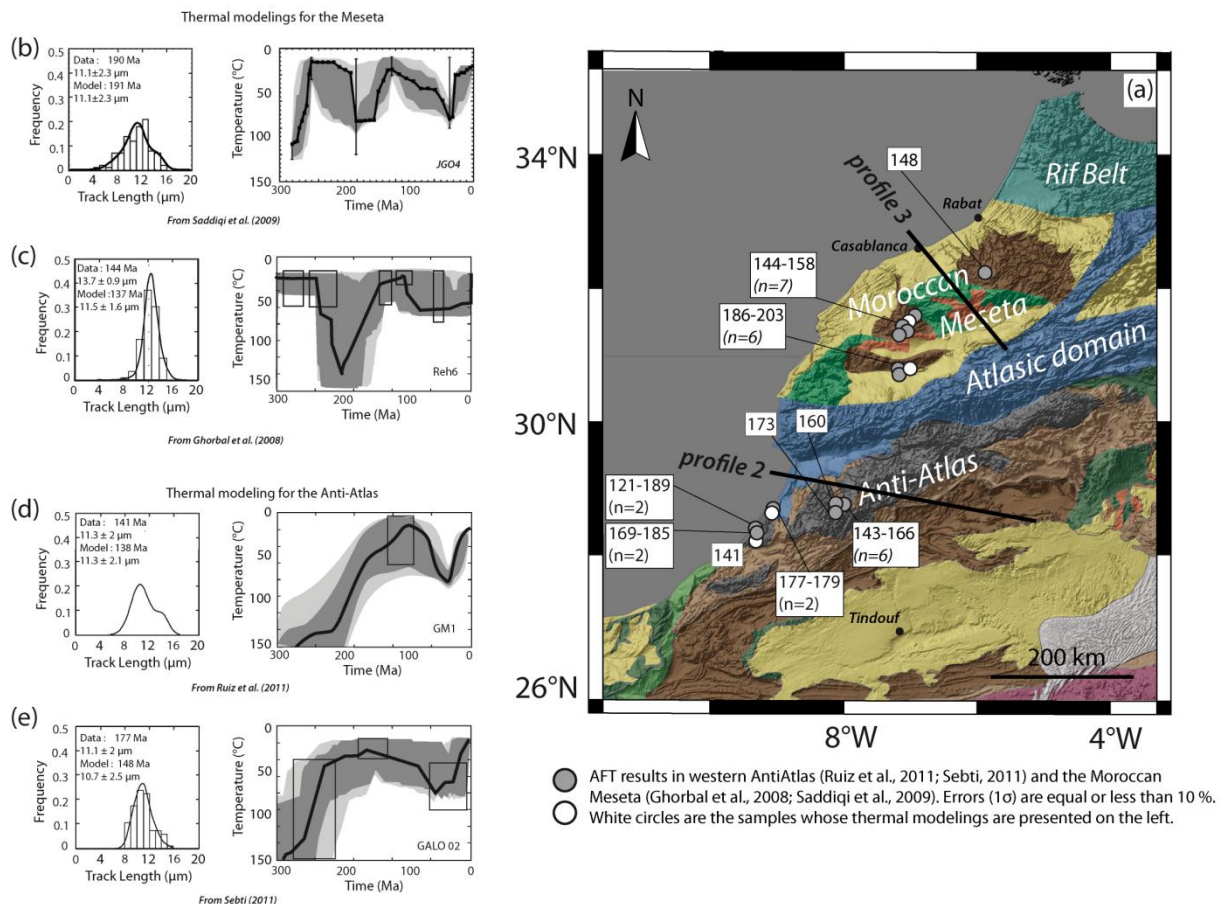


Figure IV-15 : Summary of the LT thermochronology published results (AFT ages) for the northern part of the passive margin of Morocco. (a) General geological map of northern Morocco. AFT ages are given in the white boxes, with n

indicating the number of samples when they are more than one. Circles locate the sample of the various studies. Errors (1σ) on AFT ages are within 10 %. Used colors are the same as in figure IV-7b, except for the Rif and the Atlasic belts (green and blue, respectively). Profiles 2 and 3 are also localized on figure IV-7a in a wider geographical scale, together with profile 1. (b, c, d, e) Thermal modelings from the LT thermochronology studies of Saddiqi et al. [2009], Ghorbal et al. [2008], Ruiz et al. [2011] and Sebti [2011], respectively. For the modelings of Ghorbal et al. [2008] (sample Reh6) and Ruiz et al. [2011] (sample GM1), we led a forward modeling with their obtained thermal path, to deduce the modeled parameters (lengths and modeled AFT age). We present the HeFTy modelings provided within these previous works, as we did not have access to the whole datasets to make new modelings with QTQt.

5.2. The low-elevated character of the Moroccan passive margin

Here we will discuss the occurrence of the cooling/heating events revealed by our modeling and how we relate them to the shaping of the low-lying northwest African margin. Its evolution is then considered in comparison to its northeast American counterpart.

5.2.1. Early post-rift evolution: Jurassic to Early Cretaceous

Predictions of the morphological shaping of passive margins after break-up have been made for high-elevated passive margins using AFT results [Gallagher et al., 1998]. The plotting of AFT ages of the western Reguibat Shield (this study), the western Anti-Atlas [Ruiz et al., 2011; Sebti, 2011] and the Meseta [Ghorbal et al., 2008; Saddiqi et al., 2009] against the distance from the hinge line could then give reliable information about the mechanisms of the early post-rift (Figure IV-16). Although AFT ages along the margin span between 100 and 200 Ma, it is not possible to demonstrate any correlation with the distance to the hinge line (Figure IV-16). Indeed, the “boomerang plot” of Gallagher and Brown [1997] spanning up to c.a. ~250 km inland is not visible here (Figure IV-9). This “boomerang plot” represents a typical feature of many high-elevated passive margins that show a coastal plain separated from a high-elevated plateau by a steep sea-facing escarpment (up to 1-2 km in height). The absence of the “boomerang plot” means either (1) that this pre-existing topography was eroded during post-rift or (2) that this kind of topography never existed. The first hypothesis would imply progressive erosion of the landward high plateau and we would expect a younging trend for AFT ages landward becoming potentially younger than the rifting, which is not the case. Instead, the second hypothesis considers a more uniform and “constant” topography that did not differentiate enough to be recorded through AFT and AHe methodology. Here, AFT ages are equal to or younger than the rifting ages (Figure IV-9). This “young” signal expresses the strong protracted large-scale denudation event still going on in the early post-rift times (up to 60-70 Ma after the break-up). This event does not rule out the possibility of an early structuring following the classic scheme of a flanked rift. Nevertheless, in this case, it would have been a weak relief and this

situation would have been quickly disrupted by the protracted denudation event that affected the whole width of the margin, as far as 200-250 km inland.

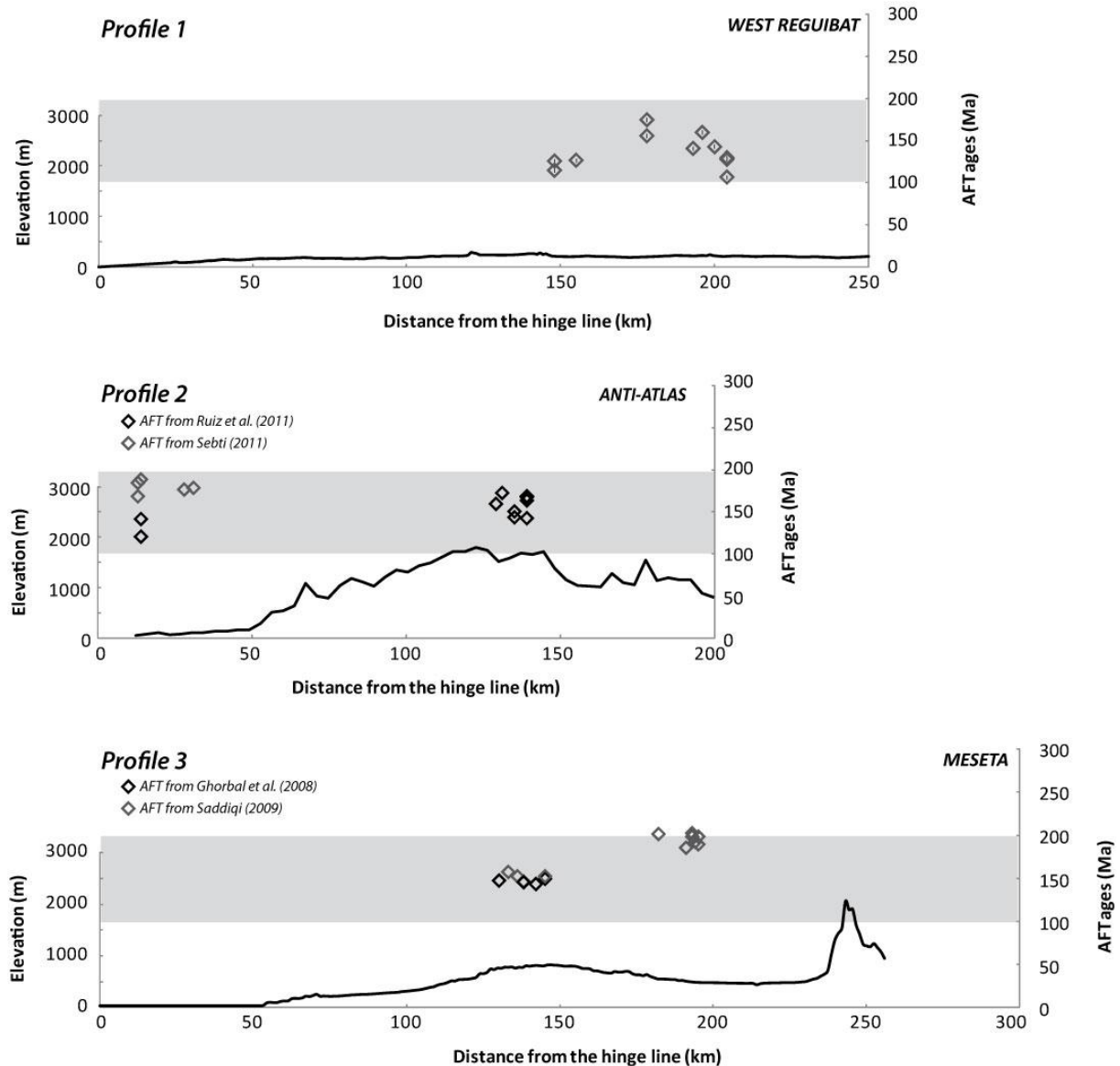


Figure IV-16 : AFT ages against the distance from the hinge line, for the western Reguibat Shield (profile 1), the western Anti-Atlas (profile 2) and the Moroccan Meseta (profile 3), plotted above elevation profiles of each geographical setting. Elevation profiles are located on Figure IV-7a. AFT ages come from Ghorbal et al. [2008] and Saddiqi et al. [2009] for the Moroccan Meseta, Ruiz et al. [2011] and Sebti [2011] for the western Anti-Atlas and from this study. The hinge line is used as defined in Labails et al. [2009], and is fixed at distance = 0 km on each plot. Grey domains encompass the whole observed variation in FT ages for the three geological settings. Whatever the geological setting and the distance inland, the AFT ages are bracketed within the same age range (100-200 Ma) and do not show any dependency to the margin setting.

Denudation rates of Middle-Late Jurassic/Early Cretaceous cooling along the margin are presented in Table 8, for the three margin sections (with AFT data of Ghorbal et al. [2008]; Saddiqi et al. [2009]; Ruiz et al. [2011]; Sebti [2011]; this study). We chose two realistic end-members for the paleogeotherm values (see section 5.1.1), spreading from 30 to 50°C.km⁻¹. The mean minimum denudation rates, for the 50°C.km⁻¹ paleogeotherm, range from (1) 22 to 70 m.Ma⁻¹ for the Meseta,

(2) 14 to 34 m.Ma⁻¹ for the western Anti-Atlas and (3) 12 to 29 m.Ma⁻¹ for the western Reguibat Shield (and are multiplied by 5/3 for 30°C.km⁻¹). These rates share the same order of magnitude. Besides, the Meseta seems to have undergone a stronger denudation that could tentatively be explained by its crossroads location, being the rift flank of both the Central Atlantic Ocean to the west and the Tethys to the east. Overall, this convergence of denudation rate values across the more than 2000 km of the Moroccan passive margin points to a unique event affecting it, within the same amplitude range for the whole length of the margin. We propose that this large-scale denudation event is related to the Central Atlantic evolution, but unconnected to the rifting phases.

Samples	Time lapse (Myrs)	Temperature variation (°C)	Cooling rate (°C/Ma)	Erosion rates (m/Ma) given a paleogeotherm	
				30°C.km ⁻¹	50°C.km ⁻¹
<i>Ghorbal et al. (2008)</i>					
<i>Reh5</i>	40	90	2,25	75	45
<i>Reh6</i>	60	110	1,8	60	36
<i>Reh9</i>	40	100	2,5	83	50
<i>Zae</i>	20	70	3,5	117	70
<i>Saddiqi et al. (2009)</i>					
<i>JTB2</i>	30	50	1,7	57	34
<i>RH9a</i>	50	75	1,5	50	30
<i>JGO4</i>	50	55	1,1	37	22
<i>RH8</i>	30	60	2	67	40
<i>Ruiz et al. (2011)</i>					
<i>GM1</i>	60	100	1,7	57	34
<i>GDI3-3</i>	75	60	0,8	27	16
<i>TAF3</i>	90	60	0,7	23	14
<i>TAF6</i>	95	130	1,4	47	28
<i>TAF22</i>	55	80	1,5	50	30

Table 8 : Estimations of erosion rates during the Late Jurassic/Early Cretaceous cooling event derived from AFT studies on the Meseta and the Anti-Atlas. Two end-member paleogeotherms have been considered for each region (30°C.km⁻¹ and 50°C.km⁻¹). The time lapse is the estimated time of this specific cooling event for each thermal modeling. The temperature variation is the calculated decrease of temperature during the cooling event.

5.2.2. Early post-rift evolution: Aptian to Turonian

Our results show that active subsidence produced the kilometric-scale burial after the Neocomian until Cenomanian-Turonian times. The same scheme applies for the evolution of the Anti-Atlas and the Meseta in the north, where thermal modeling shows a similar heating trend after the mid Early Cretaceous events (Figures IV-11a,-12a,-13a) and is symptomatic of the burial of the Anti-Atlas and the Meseta at that time (Ghorbal et al. [2008]; Saddiqi et al. [2009]; Sebti [2011]; Ruiz et al. [2011]; Figure IV-15). Overall, all the subsiding basements of the margin from the South Moroccan section to the Anti-Atlas section and in the north into the passive margin of the Meseta show the same amplitude of ~30-50°C reheating (Figure IV-15). The peculiarity of the whole margin is that it is also extensively covered by marine Cenomanian-Turonian deposits whose extension can reach several hundred kilometers landward [Gevin, 1962; Choubert et al., 1966; Martinis and Visintin, 1966; Haddoumi et al., 2008; Zouhri et al., 2008]. It is also constantly showing marine deposits under shallow environments without important lateral thickness variations. Such an extension with a constant marine character requires the paleosurface at that time to have been considerably flattened. This means that no significant differential topographical anomaly existed before and rules out the possibility of a surviving high topography landward on the passive margin after 100 Ma since the initiation of the first major detrital input in the Early Cretaceous.

Remarkably, within the northwestern WAC the Reguibat Shield reveals a very poor preservation of the Cenomanian-Turonian deposits and it might have been either a relatively higher topographical zone compared to the rest of the area or the subsequent cooling event during the Late Cretaceous may have wiped out a thinner Aptian-Turonian cover.

Our modeling and the synthesis of the LT thermochronology results along the whole passive margin show that this kilometric burial after Neocomian times is an active one. It cannot be explained by the transgression phase initiated during the Aptian-Albian alone, which has a far weaker amplitude (estimated to + 100/200 m; Miller et al. [2005]). We postulate that the greater the burial was, the greater the transgression looked and seems to have been overlooked in the case of the Moroccan passive margin.

5.2.3. Early post-rift evolution and mechanisms

The Early Cretaceous “event”, i.e. the setting of the huge deltaic systems at that time is still unsolved (see discussion in von Rad and Sarti [1986]). We have shown that the onset of these deltaic systems is associated with a general denudation episode for the whole Moroccan margin. Tectonic hypothesis to explain this long-lasting cooling must be rejected: no compressive features can be found at that time in this region and no compressional settings existed either [Choubert et al., 1966;

El Khatib, 1995; Le Roy, 1997; Davison, 2005; Guiraud et al., 2005]. A compressive context might have begun to interfere only during the Early/Late Cretaceous transition [Rosenbaum et al., 2002].

To explain the stratigraphical structure and subsidence curves of the northern TLDB, Gouiza [2011] has proposed the hypothesis of a thermal anomaly, linked to a late stage of rifting associated with lithospheric necking during the Early Jurassic (200-190 Ma), but the study is restricted to the narrow marginal thinned domain. This hypothesis explains the subsequent abnormally high subsidence of the offshore margin during the Late Jurassic and the Early Cretaceous combined with the onshore exhumation of the basement of the Reguibat Shield by isostatic response. Nevertheless, it fails to reproduce the posterior reheating phase in the end of the Early Cretaceous which is observed along the whole margin on the onshore basements of the Meseta, the western Anti-Atlas and the western Reguibat Shield.

We propose two hypotheses to account for the homogeneity of AFT ages along the 200 km-width of the margin. First, a thermally-supported uplift such as lithospheric thinning either by delamination (e.g. for the North China Craton in Deng et al. [2007]) or thermal erosion (e.g. by the impact of a plume, see Olson et al. [1988]) could be responsible for this uplift and denudation event affecting the whole passive margin (e.g. Figures IV-14a,-15). Second, a dynamically-supported uplift is also plausible with rapid lithospheric mantle motions due to either the lateral density difference between the two lithospheres [Huisman and Beaumont, 2011] or the geometry of the continent-ocean lithospheric boundary [Armitage et al., 2013]. For example, Armitage et al. [2013] used numerical modeling of the small convection cells at the interface oceanic/continental lithosphere to show their ability to generate dynamic topography at 200 km or more landward. These two hypotheses are more satisfying than a mechanical hypothesis alone (like flexural effects) as they could explain that a significant continental strip of the margin exhumed as a whole, instead of following the more usual scheme linked to the distance to the ocean.

However, the lithospheric thinning hypothesis is unlikely. In the case of the delamination, it would need a dramatic event lasting ~ 10 Ma or less [Bird, 1979] that barely explains the long-lasting cooling trend we observe during the Late Jurassic/Early Cretaceous (Figures IV-11a,-12a,-13a, S8a, S9a, S10a). In the case of thermal erosion, the problem of the reconstruction of the thermal root of the lithosphere is similar to what happens after delamination. Bird [1979] showed that the duration of this reconstruction of the root, associated with a decrease of the topography is significantly longer than the 30 Ma of reheating that occurred from Aptian to Turonian. Moreover, lithospheric thinning is a process which is often accompanied by magmatic effects that we cannot see here. We then favored the dynamically-supported uplift scenario since it has the advantage of explaining the

renewed and active subsidence from Aptian to Turonian: an active subsidence will subsequently follow when the convection cells break down. Besides, we suggest that the active subsidence could have also been enhanced by the load represented by the Lower Cretaceous deposits on the margin crust.

5.3. Comparison with the northeast American passive margin

There is no remnant of an escarpment on the Moroccan passive margin (Figure IV-8) and our interpretation suggests that no high-elevated plateau has ever been formed. On the contrary, based on LT thermochronology and basin drainage analysis, Spotila et al. [2004] concluded that the Blue Ridge Escarpment, on the conjugate American margin, located as far as 400 km from the present margin in the southern Appalachian, is the remnant of an escarpment whose evolution goes back to the Central Atlantic rifting. High elevations on passive margins, often assumed to be surviving relics of an old topography are now generally considered to result from flexural effects [Weissel and Karner, 1989; van der Beek et al., 1994].

The crustal structure of the Moroccan passive margin at the western Anti-Atlas latitude is not well-known at the continent-ocean transition, but the Anti-Atlas and the Reguibat Shield both belong to the WAC [Ennih and Liégeois, 2008], and they probably share a similar deep crustal shape. Labails et al. [2009] show that the continental domain at the latitude of Dakhla suffered limited extension during the rifting of the Central Atlantic Ocean, leaving a very narrowly thinned crustal domain. Due to their common inherited history, it is likely that the thinning of the continental lithosphere at the western Anti-Atlas latitude is also rather narrow (c.a. 100 km; Figures IV-17a,b). Moreover, this could also be the case for the whole northwest passive margin of Africa, since this is also demonstrated by seismic analysis on the passive margin of the Moroccan Meseta [Maillard et al., 2006].

The difference in stretching between the ~ 100 km stretched African margin [Maillard et al., 2006; Labails et al., 2009] and its ~ 180 km stretched American counterpart (see Figure IV-17b; Miall et al. [2008]) should be the first important feature that controls the setting of a topography. Van der Beek et al. [1994], using thermomechanical models, showed that the greater the stretching, the less the potential topography will be. In the African-American conjugate system, the stretching difference is not really significant, but the narrower African stretched crust should produce more topography on this side. In flexural models, one important aspect is the required asymmetry between the stretching of the crust versus the lithosphere and their lateral offset to be able to produce high topography [Weissel and Karner, 1989; van der Beek et al., 1994]. This aspect is hard to discuss in our case, since

the only reconstruction is the one of Maillard et al. [2006] for the Moroccan Meseta and the Canadian conjugate margin and does not easily allow conclusions to be drawn. One last important parameter is the elastic thickness of each plate and how the plates retained strength during the rifting, i.e. how the competition between the thinning of the crust and the heat flow are affecting its strength [Watts, 2012].

With respect to all these parameters, based on Figure IV-17, we can state that the stretching length is not significantly different for the two margins and the crustal thinning is similar, though seemingly higher for the American crust. Besides, initial rheology might have favored more rigidity for the Moroccan margin, more cratonized [Ennih and Liégeois, 2008], compared to the American margin, which represents a volcanic margin [Grant, 1977; Austin et al., 1990; Sheridan et al., 1993], likely to have undergone greater heat flow disruption that would have reduced its strength [Watts, 2012]. Lastly, the offshore stratigraphy points out a quite symmetrical development from rifting until the Early Cretaceous [Jansa and Wiedmann, 1982]. Paradoxically, the two conjugate margins appear quite symmetrical, except as regards their initial rheology and the unknown stretching factors of the crust vs. the lithosphere. The stronger African margin might have behaved more rigidly compared to the weaker American one, impeding the development of an important topography. The support of the American topography, in this case could be explained by both the weaker strength of its lithosphere and the potential variation in the stretching factors acting on a crustal and lithospheric scale [Weissel and Karner, 1989; van der Beek et al., 1994] compared to the African margin.

This conclusion, mainly drawn upon facts related to the rifting itself, seems to stress the importance of the early stages in the development of the topographical identity of the passive margins. It tends to favor the idea that the variable existing topographies on actual passive margins are primarily controlled by the rifting stages instead of being features acquired in the course of their post-rift evolution.

6. Conclusion

We have led the first integrated thermochronological study of the South Moroccan passive margin in order to propose its first integrated geological history. The combined use of AFT and AHe methodology with the stratigraphical record has been essential and allows us to show a complex post-rift history:

(1) a common major Late Jurassic/Early Cretaceous cooling, affecting the whole passive margin. This event cannot be solely linked to the rifting. For now, we suggest that mantle dynamics can account for the fact that the entire width of the margin underwent km-scale denudation.

(2) a common active subsidence phase occurred from Aptian to Turonian. This event affected the whole northwest African margin and allowed the deposition of Cenomanian-Turonian shallow marine deposits far inland. This remarkable fact forces us to consider that by 100 Ma, the topography was highly flattened on the whole passive margin.

(3) a cooling event in the Late Cretaceous that we link to the onset of the Africa/Europe convergence.

(4) a slow cooling for the southern samples of the western Reguibat Shield during Paleogene and reheating for northern samples at the same time, followed by a rapid cooling from Miocene onwards. Tertiary histories for the Meseta and the western Anti-Atlas are fundamentally different since they have exhumed since the end of the Paleocene. The evolution of the northern section of the Moroccan margin reflects the geodynamic changes due to the Atlas formation.

Our thermal modeling results allow us to account for the stratigraphical record primarily in the basin (offshore/onshore) and confirm the need to look for an available record of the onshore movements to give a reliable reconstruction of the sedimentary realm evolution.

We have demonstrated that the northwest African margin, from the Meseta to the western Reguibat Shield shares a similar early post-rift history from the break-up at ~190 Ma to Cenomanian-Turonian. Such a common history of the whole passive margin indicates, first, the importance of its lithospheric structure and the geometry of break-up, but also the overprint of a very wide-scale dynamically-supported uplift event that resulted in a large-scale flattening of the pre-Late Cretaceous surface.

Together with other similar studies along Atlantic coasts, our work aims for a renewal in the study of low elevated passive margins. This study points out the very poor knowledge we have on their evolution compared to the high elevated ones although it is clear that they have undergone complex post-rift histories with kilometeric scale vertical motions. Finally, our study stresses that in

the case of the African and American conjugate margins the topographical identity of each margin seems to be acquired during the early stages of their development and might not be due to late post-rift features.

7.Acknowledgments

We thank Eric Douville for accessing the ICP (LSCE, Gif-sur-Yvette) and Louise Bordier for the U-Th measurements. The quality of English language has been greatly improved thanks to Andrew Arnoll. This work has been supported by the Hassan II University, Casablanca, Morocco. R. Leprêtre is a recipient of a PhD fellowship from the Ecole Normale Supérieure (ENS), Paris.

Les references bibliographiques sont regroupées dans la partie Bibliographie-Annexes (section VII).

IV.2. Evolution phanérozoïque du domaine central du Bouclier Reguibat

Au total 8 échantillons ont été recoltés provenant du domaine central du Bouclier Reguibat. Ce domaine est localisé sur la figure IV-1 et présentée ci-dessous avec la localisation des échantillons et les méthodologies qui leur ont été appliquées (Fig. IV-18). Les 8 échantillons ont été datés par la méthode AFT, tandis que seuls 4 d'entre eux ont fournis des âges AHe.

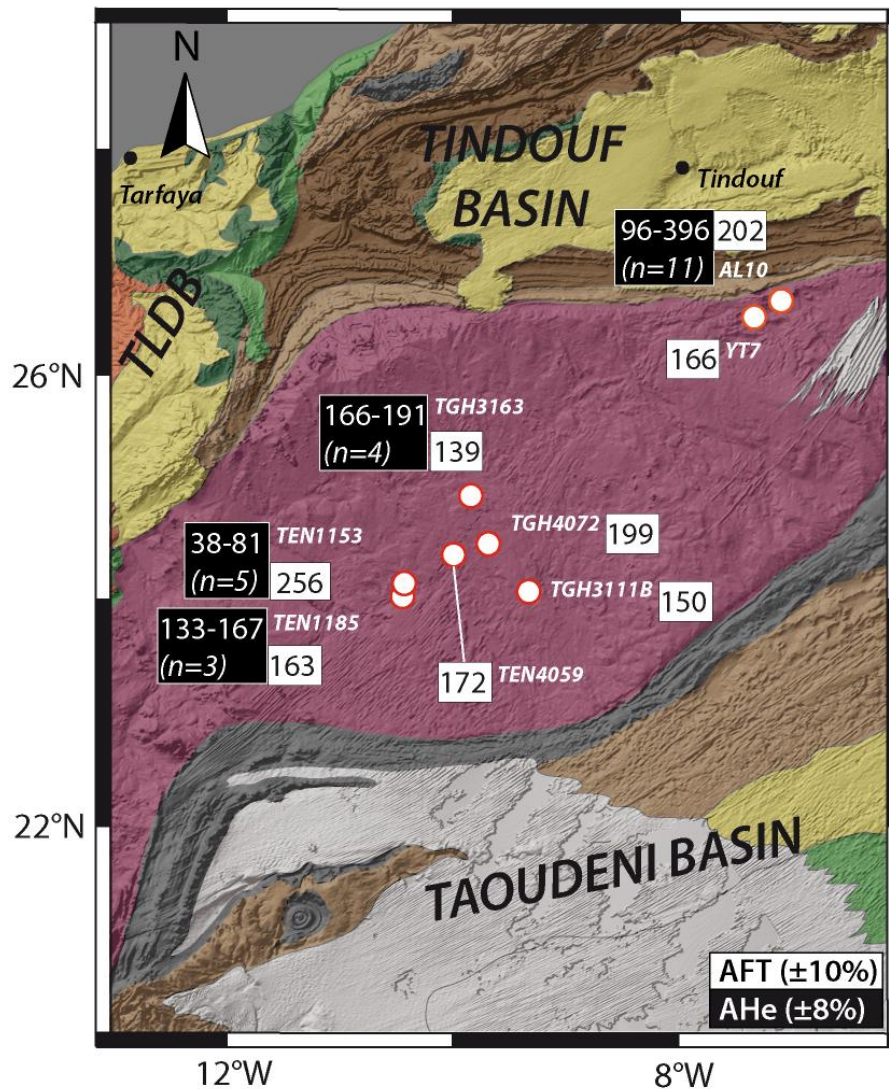


Figure IV-18 : Carte géologique du domaine central du Bouclier Reguibat. Les échantillons décrits dans la partie IV.2 sont localisés sur la carte avec leurs âges AFT et AHe. TLDB : bassin de Tarfaya-Laayoune-Dakhla. La légende est la même que dans la figure IV-2.

Faite en deux temps, cette étude a d'abord fait l'objet d'une publication dans *Geological Magazine* (Annexe 9) pour 4 âges AFT et un jeu de données AHe. Ce jeu de données initial a ensuite été complété par 4 échantillons supplémentaires. Trois jeux de données AHe supplémentaires ont alors pu être produits. Pour la cohérence de cette partie, l'ensemble des données est présenté d'un bloc.

Le lecteur trouvera l'article initial dans l'annexe 9. Les échantillons du domaine central du Bouclier Reguibat ont été fournis par le BRGM (Orléans, France) et par J.-J. Peucat (Laboratoire Geosciences Rennes).

IV.2.A. Problématique

L'article publié dans *Geological Magazine* a permis de trancher entre deux scénarii sur l'évolution thermique du domaine central du Bouclier Reguibat. Le premier scénario (scénario 1) suggérait un refroidissement lent pendant le Méso-cénozoïque jusqu'à des conditions de surface à l'actuel. Le deuxième scénario (scénario 2) proposait quant à lui des conditions de surface au Crétacé inférieur avant une phase de réchauffement post-Crétacé inférieur, puis de refroidissement jusqu'aux conditions de surface actuelles (figure IV-19). Du point de vue statistique, rien ne permet de séparer ces deux modèles, et c'est l'usage des données géologiques qui permet de conforter le choix du scénario 2.

L'apport de nouvelles données était donc nécessaire afin d'éluder deux problèmes soulevés dans l'article. Tout d'abord, vu que les deux scénarii testés ne se distinguent pas d'un point de vue statistique, et même si l'enregistrement géologique en favorise clairement un (scénario 2), des données AHe complémentaires pourraient permettre de mieux contraindre ce choix. Deuxièmement, le scénario 2 favorisé dans l'article montre un refroidissement au Jurassique supérieur/Crétacé inférieur. Cependant, la présence à la surface au Crétacé inférieur des échantillons est discutable et provoquerait un biais dans l'histoire ultérieure qui nécessite de réchauffer les échantillons, sans que cela n'ait de réalité géologique. Les datations AHe peuvent et doivent répondre à cette remarque, et, si le réchauffement est avéré, contraindre plus précisément le timing et l'amplitude de ce réchauffement. Une comparaison des résultats avec les histoires thermiques obtenues pour la partie occidentale du Bouclier Reguibat peut ensuite être menée (voir ce chapitre, section IV-1).

IV.2.B. Résultats TBT pour le domaine central du Bouclier Reguibat

Les données AFT sont présentées dans le tableau 9 (et exhaustivement en annexes 2 et 3). Les âges AFT du domaine central du Bouclier Reguibat sont compris entre 139 ± 9 Ma et 256 ± 21 Ma et les moyennes de longueurs de trace entre 11.4 ± 0.3 μm (N = 49) et 12.4 ± 0.2 μm (N = 113). Les moyennes de longueurs de trace sont similaires les unes aux autres (Fig. IV-20). La distribution des

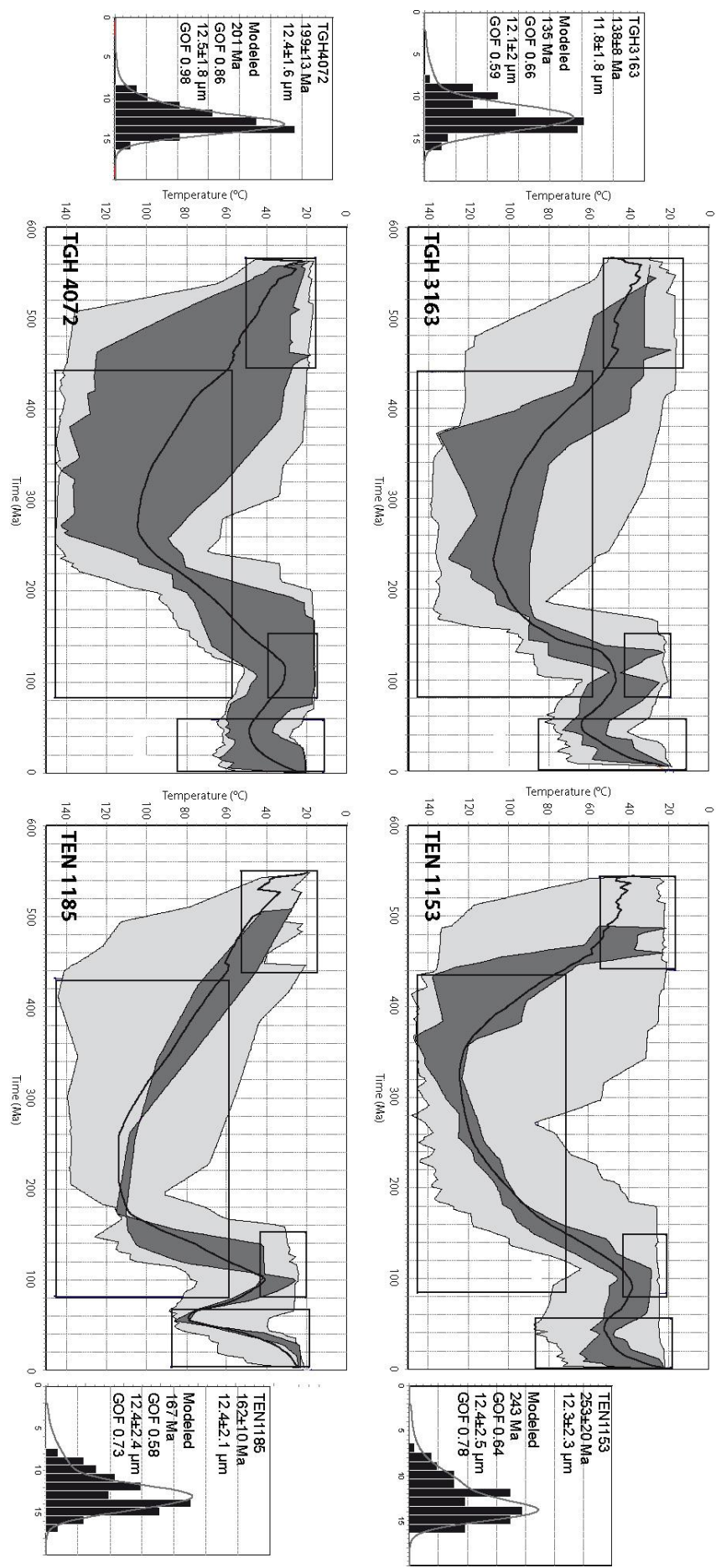


Figure IV-19 : Modélisations thermiques pour le Bouclier Reguibat central, dans le cas de l'utilisation du scénario 2 de l'article n°2. Les détails des modélisations sont présentés dans l'article, en annexe 12.

longueurs de traces est principalement unimodale mais étalée (Fig. IV-19,-20). Leur moyenne autour de 11-12 μm résulte vraisemblablement d'un séjour prolongé dans la zone de cicatrisation partielle et/ou d'événements ultérieurs de réchauffement/refroidissement pendant le Méso-cénozoïque. A part pour l'âge AFT plus « vieux » de l'échantillon TEN1153 (256 Ma), les âges AFT apparaissent plutôt groupés, entre 139 et 202 Ma.

Sample	ρ_s ($\times 10^5$ t/cm ²)	ρ_i ($\times 10^5$ t/cm ²)	ρ_d ($\times 10^5$ t/cm ²)	P (χ^2) (%)	Central age (Ma) $\pm 1\sigma$	U (ppm)	MTL (μm) \pm se	Std dev.	Dpar
TEN1153	0,759	0,333	6,14 4738	73	256 \pm 21 23	7	12,3 \pm 0,22 102	2,3	2,9 \pm 0,3
TEN1185	2,652	1,806	6,07 4738	62	163 \pm 10 23	36	12,4 \pm 0,21 101	2,1	1,1 \pm 0,4
TGH3163	1,546	1,219	5,99 4738	44	139 \pm 9 20	25	11,9 \pm 0,18 101	1,8	1,9 \pm 0,1
TGH4072A	1,784	0,964	5,92 4738	68	199 \pm 13 20	20	12,4 \pm 0,15 113	1,6	1,0 \pm 0,1
TGH3111B	3,246	2,598	6,611 6563	65	150 \pm 8 20	48	11,9 \pm 0,17 101	1,7	1,6 \pm 0,1
TEN4065	6,444	4,462	6,595 6563	8	172 \pm 13 20	82	11,7 \pm 0,33 35	2	2,1 \pm 0,5
AL10	1,334	0,866	7,255 6849	63	202 \pm 14 20	15	12 \pm 0,23 49	1,6	1,8 \pm 0,1
YT7	1,862	1,394	6,825 6849	72	166 \pm 8 20	25	11,4 \pm 0,25 49	1,8	1,6 \pm 0,2

Tableau 9 : Résultats AFT pour les 8 échantillons du domaine central du Bouclier Reguibat. ρ_s, ρ_i et ρ_d correspondent respectivement aux densités de traces spontanées, induites et dans les verres standards CN5. P (χ^2) donne le résultat du test du χ^2 pour les différents échantillons. L'âge central est calculé suivant Galbraith et Laslett, (1993). MTL : moyenne de longueur de traces. Std dev. : déviation standard sur le MTL. En italique sous (1) la densité ρ_d est indiqué le nombre de traces comptées dans les verres standards CN5, sous (2) l'âge central est donné le nombre de cristaux comptés et sous (3) les MTL est donné le nombre de longueurs confinées mesurées.

Les âges AHe sont généralement plus jeunes que les âges AFT dans le domaine central (Tableau 10, Annexe 4). Les âges AHe corrigés de l'éjection varient de 38 \pm 3 Ma à 396 \pm 32 Ma. L'âge AHe à 38 \pm 3 Ma est un âge isolé et la grande majorité des âges AHe sont compris dans une fourchette 50-80 Ma. Pour l'ensemble du Bouclier Reguibat central, considéré comme un domaine géologique cohérent, les âges AHe montrent une corrélation positive en fonction des valeurs d'eU, sauf pour les âges très vieux (Fig. IV-21).

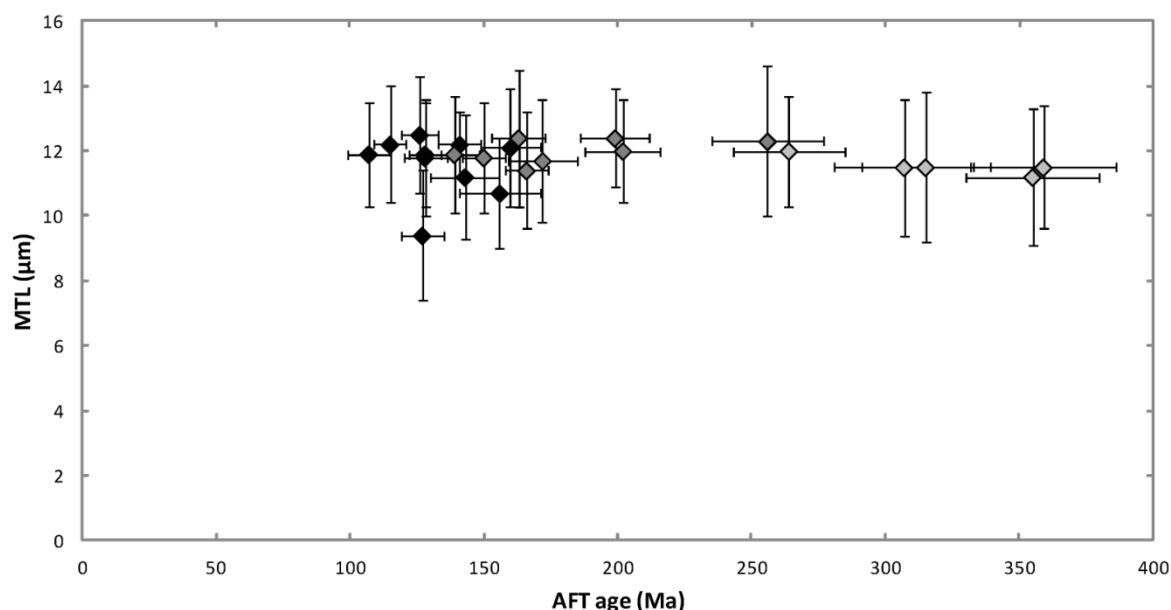


Figure IV-20 : Distribution des moyennes des longueurs de trace en fonction des âges AFT pour l'ensemble du Bouclier Reguibat. En losanges noirs, les échantillons du domaine occidental, en gris foncé ceux du domaine central et en gris clair, ceux du domaine oriental. On note localement l'âge AFT de TEN1153 à 256 Ma qui se rapproche des données de Reguibat Est. Néanmoins, sa localisation géographique le place très clairement avec les échantillons du domaine central.

Les faibles valeurs de eU (< 20 ppm) sont associées aux âges AHe les plus jeunes (TEN1153) tandis que les valeurs les plus élevées (jusqu'à 70 ppm) fournissent les plus vieux. A l'exception de 4 âges AHe significativement plus vieux (pour l'échantillon AL10, Fig. IV-21), les âges AHe pour les forts eU sont inclus dans une gamme de 100 à 200 Ma. Cette gamme de valeurs pour les âges AHe converge avec les âges AFT obtenus, sauf pour les âges AHe les plus vieux. Les âges AHe très vieux peuvent résulter de la présence d'inclusions riches en U et Th non détectées au tri manuel, ou d'une variation chimique non reconnue (Gautheron et al., 2013).

La convergence des âges AHe vers une gamme d'âges relativement étroite entre 100 et 200 Ma enregistre un probable événement de refroidissement pendant cette période, d'autant plus que cela serait cohérent avec les âges AFT. Au passage, cet âge est compatible avec une histoire atlantique (Labails et al., 2010). Dans ce cas, l'existence d'âges AHe plus jeunes pour les faibles eU traduit l'occurrence d'un événement de réchauffement limité qui aurait affecté uniquement les apatites de faible eU, après l'événement Jurassique supérieur/Crétacé inférieur. A l'échelle géographique considérée, il ne semble donc pas y avoir d'importantes variations des âges AFT et AHe. De cette observation peut être déduit que la région s'est comportée globalement comme un bloc cohérent pendant le Méso-cénozoïque.

Sample	Rs (μm)	Weight(μg)	FT	eU (ppm)	Age (Ma)	Age c. (Ma)	s.d.
1185-C	52,1	3,11	0,756	60,6	104	138	11
1185-D	74,5	10,33	0,849	56,8	142	167	13
1185-E	33,4	1,02	0,65	57,1	86	133	11
1153-A	80,8	11,85	0,87	6,7	57	66	5
1153D	34,4	1,17	0,715	18,3	55	77	6
1153-F	63,2	6,54	0,815	12,6	66	81	6
1153-H	59	4,69	0,83	16,7	31	38	3
1153-I	47,5	2,56	0,79	9,6	50	63	5
3163-A	54,1	3,6	0,809	38,3	155	191	15
3163-E	66	7,11	0,827	17,4	137	166	13
3163-I	65,6	6,26	0,847	24,1	162	191	15
3163G	96,1	17,27	0,875	30,3	150	172	14
AL10-A	46	2,4	0,755	27,7	121	161	13
AL10-E	39,3	1,18	0,701	82,8	67	96	8
AL10-C	50,5	3,53	0,765	14,2	134	175	14
AL10-L	44,1	1,57	0,679	42,2	263	388	31
AL10-J	37,2	1,22	0,724	10,5	182	252	20
AL10-I	45,5	2,02	0,76	26,3	124	164	13
AL10-B	39	1,39	0,726	23,7	195	269	21
AL10-K	37,9	1,28	0,717	14,9	81	112	9
AL10-F	38,7	1,23	0,687	13,6	79	115	9
AL10-G	39,9	1,23	0,707	39,3	280	396	32
AL10-H	42,6	1,58	0,713	23,2	85	119	10

Tableau 10 : Résultats AHe sur le domaine central du Bouclier Reguibat. Rs : rayon de la sphère équivalente ; FT facteur de correction de l'éjection α ; eU : uranium efficace ; Age c. : âge corrigé de l'éjection α ; s.d. standard deviation.

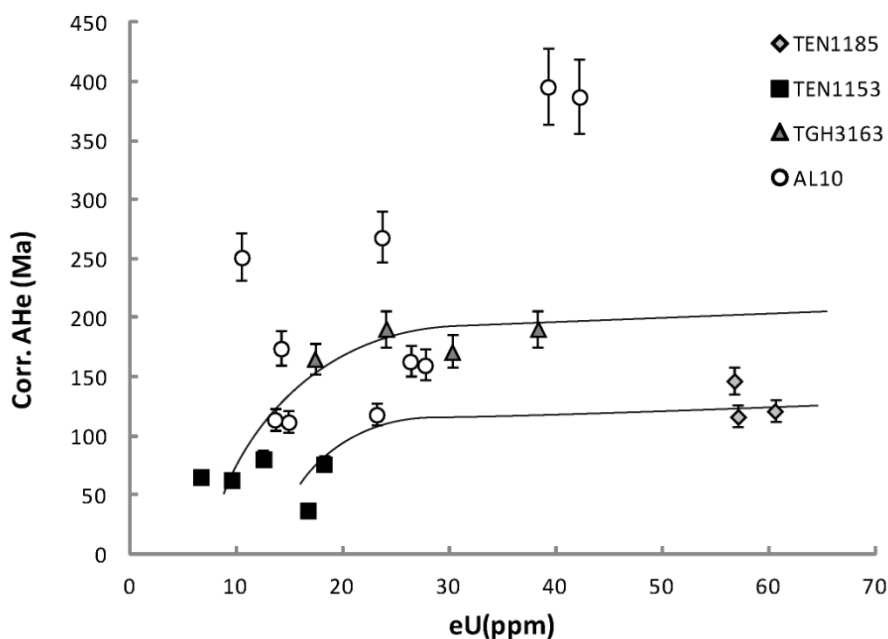


Figure IV-21 : Ages AHe en fonction de l'eU pour les 4 échantillons datés (AL10, TEN1153, TEN1185, TGH3163). AL10 présente des âges plus anciens comparés aux autres, mais la majorité des âges peut être englobée dans une gamme de 100 à 200 Ma avec un rajeunissement net pour les apatites de faible eU (TEN1153). Les âges AHe anciens de l'échantillon AL10 peuvent être dus à des variations chimiques ou des inclusions non-détectées.

IV.2.C. Stratégie pour les modélisations thermiques

Etant donné les deux objectifs assignés à ces modélisations, *i.e.* la vérification de l'existence d'un refroidissement au Jurassique supérieur/Crétacé inférieur et l'existence/amplitude du réchauffement potentiel qui suit, j'ai essayé de réduire au possible les boîtes de contrainte dans les modélisations. Dans un premier temps, les modélisations utilisent les données AFT et AHe, avec une approche inverse menée avec QTQt (Gallagher, 2012). Un premier jeu de modèles a été produit avec une seule contrainte, indiquant qu'au Crétacé inférieur les échantillons ne sont pas nécessairement à la surface mais probablement refroidis significativement. Une deuxième contrainte a ensuite été ajoutée pour tester l'existence du potentiel réchauffement post-Jurassique supérieur/Crétacé inférieur, en imposant des températures maximales d'enfouissement variables afin d'estimer une gamme de température réaliste pour ce réchauffement. Seules les histoires thermiques des échantillons pour lesquels il existe des données AHe ont été modélisées par cette approche. Dans un second temps, la dispersion des données AHe est exploitée dans son ensemble (pour les 4 échantillons qui en possèdent) par une approche directe, qui utilise HeFTy (Ketcham et al., 2005) afin de comparer prédictions des deux approches. Enfin, dans un dernier temps les modèles déterminés par ces deux approches sont ensuite testés sur les échantillons sans données AHe.

IV.2.C.1. Approche inverse

- Tests initiaux sans contraintes (scénario HT0 ; Fig. IV-22)

Une première étape sans contrainte sert de test afin de vérifier que la combinaison des données AFT/AHe peut, ou non, prédire l'événement de refroidissement Jurassique supérieur/Crétacé inférieur sans en passer par la boîte de contrainte. Les modélisations ont été menées avec QTQt pour un nombre minimal d'itérations de 10 000 pour les phases de burn-in et post-burn-in, afin de produire une exploration rapide de l'espace temps-température.

Les modélisations révèlent ainsi deux tendances (Fig. IV-22 ; tableaux 11 et 12; scénario HT0). Deux des quatre échantillons modélisés prédisent une histoire thermique avec un refroidissement Jurassique supérieur/Crétacé inférieur, suivi d'un réchauffement (scénario 2 explicité en IV.2.A) : l'histoire thermique moyenne pour l'échantillon TGH3163, mais également l'une des histoires thermiques possibles pour l'échantillon TEN1185 (en bordeaux sombre, « maximum likelihood model »). Dans ces deux cas, l'événement de réchauffement post-Jurassique supérieur/Crétacé inférieur est indispensable, impliquant un réchauffement minimum de 60°C (TGH3163). L'échantillon

AL10 montre une tendance monotone de refroidissement, qui reproduit néanmoins bien les âges AHe.

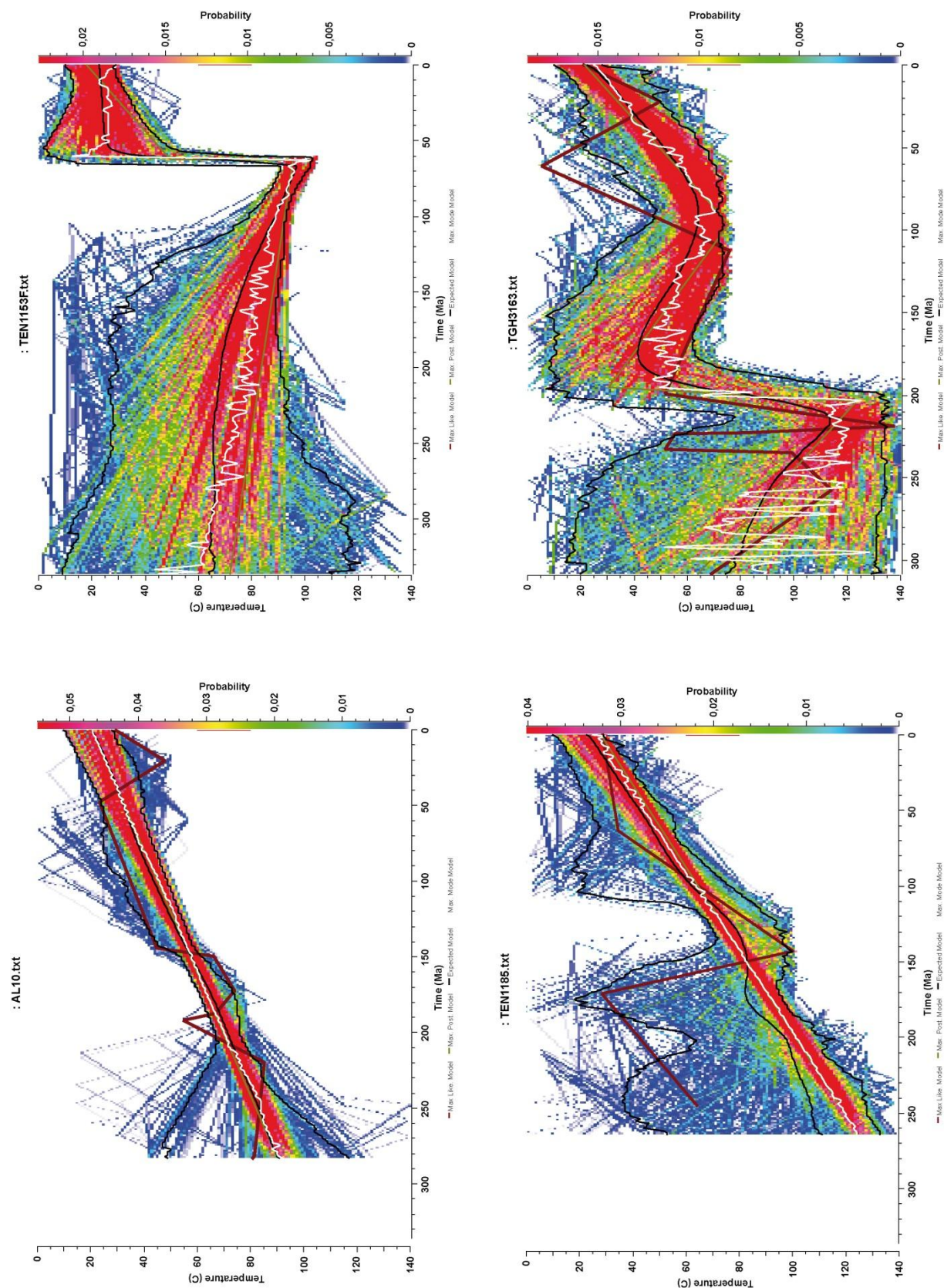


Figure IV-22 : Modélisations initiales. Aucune contrainte n'a été utilisée et les valeurs de Log Likelihood (LL) sont données dans le tableau 11, avec les valeurs d'âges AHe non corrigés. Concernant les données AFT, voir le tableau 12.

La modélisation de TEN1153 est plus complexe. Il ne montre pas le refroidissement Jurassique supérieur/Crétacé inférieur, probablement du fait des âges AHe jeunes (~38-81 Ma), qui impliquent une température élevée avant le Cénozoïque, mais ne contiennent pas véritablement d'informations sur les étapes plus anciennes (Fig. IV-21). En termes de probabilités, les modélisations n'excluent pas cet événement de refroidissement majeur, mais ne peuvent pas le prédire de façon unanime. Le fait que certains échantillons réussissent à prédire cet événement incite toute de même à le considérer relativement vraisemblable.

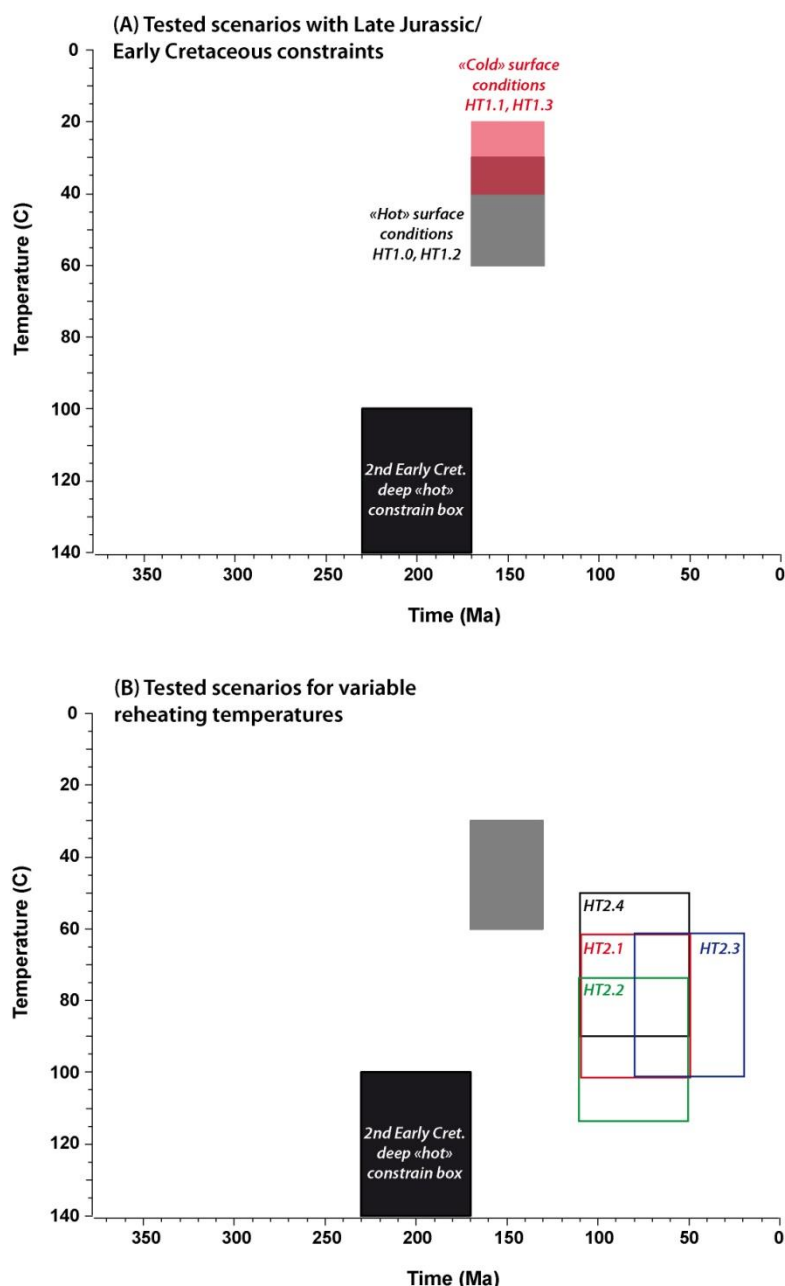


Figure IV-23 : Diagrammes P,T montrant les contraintes utilisées dans l'approche inverse. (A) Tests des scénarios avec contraintes Crétacé inférieur/Jurassique supérieur. (B) Les contraintes Crétacé inférieur/Jurassique supérieur sont fixées (boîtes grise et noire) et plusieurs conditions thermiques sont testées pour le réchauffement post-Crétacé inférieur. Les scénarios HT sont explicités dans le texte.

Approches inverses sans contraintes de réchauffement

Sample	eU (ppm)	AHe non corr (Ma)	No contr.	Une seule contrainte		Deux contraintes	
				Cinf(30-60°C)	Cinf(20-40°C)	Cinf(30-60°C)	Cinf(20-40°C)
			HT0	HT1.0	HT1.1	HT1.2	HT1.3
AL10							
AL10-A	27.7	121	124	124	151	118	116
AL10-C	14.2	134	116	117	132	116	116
AL10-J	10.5	182	90	93	98	94	97
AL10-I	26.3	124	122	122	149	117	115
AL10-B	23.7	195	109	109	130	106	105
AL10-K	14.9	81	98	100	110	100	100
AL10-F	13.6	79	98	100	108	100	101
AL10-H	23.2	85	115	115	137	112	111
			LL=-410	LL=-411	LL=-494	LL=-415	LL=-412
TEN1185							
1185D	56.8	125	128	142	151	140	121
1185E	57.1	76	79	75	80	83	69
1185C	60.6	92	110	116	125	119	101
			LL=-522	LL=-532	LL=-551	LL=-537	LL=-518
TEN1153							
1153-A	6.7	57	51	51	50	50	51
1153D	18.3	55	37	37	36	37	37
1153-F	12.6	66	49	48	48	48	48
1153-H	16.7	31	49	48	48	48	48
1153-I	9.6	50	44	43	43	43	43
1153-J	93	50	50	50	49	49	50
			LL=-627	LL=-625	LL=-625	LL=-626	LL=-623
TGH3163							
3163-A	38.3	155	144	144	140	139	140
3163-E	17.4	137	151	148	146	143	145
3163-I	24.1	162	152	150	147	145	146
3163G	30.3	150	166	167	162	161	162
			LL=-520	LL=-514	LL=-512	LL=-512	LL=-512

Tableau 11 : Prédictions des modélisations sans réchauffement. Différents scénarii sont testés : HT0 est le test effectué sans contraintes. HT1.0 et HT1.1 utilisent la seule contrainte « Crétacé inférieur » (130-170 Ma) avec des conditions de température différentes (20-40°C ou 30-60°C). HT1.2 et HT1.3 explorent les mêmes conditions avec en plus une contrainte « chaude » anté-crétacée (230-170 Ma ; 100-140°C). En rouge, sont indiquées les prédictions les plus mauvaises en terme de LL.

Samples	Data	Contraintes initiales					Contraintes de réchauffement			
		HT0	HT1.0	HT1.1	HT1.2	HT1.3	HT2.1	HT2.2	HT2.3	HT2.4
AL10	AFT (Ma)	203	203	203	203	203	203	203	203	203
	AFT pred	195	193	222	168	178	162	159	166	179
	MTL (μm)	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1
	MTL pred	12,3	12,3	12,3	12,7	12,4	12,5	12,6	12,6	12,2
	Dpar obs	1,88	1,88	1,88	1,88	1,88	1,88	1,88	1,88	1,88
	Dpar pred	1,87	1,86	1,91	1,91	1,97	1,97	1,98	1,96	1,95
TEN1153	AFT (Ma)	253	253	253	253	253	253	253	253	253
	AFT pred	221	223	231	235	203	201	220	230	227
	MTL (μm)	12,3	12,3	12,3	12,3	12,3	12,3	12,3	12,3	12,3
	MTL pred	11,7	11,7	11,6	11,5	11,9	11,8	11,7	12,1	11,8
	Dpar obs	2,9	2,9	2,9	2,9	2,9	2,9	2,9	2,9	2,9
	Dpar pred	3,4	3,4	3,4	3,5	3,4	3,4	3,5	3,3	3,5
TEN1185	AFT (Ma)	162	162	162	162	162	162	162	162	162
	AFT pred	177	177	184	180	169	174	164	175	176
	MTL (μm)	12,4	12,4	12,4	12,4	12,4	12,4	12,4	12,4	12,4
	MTL pred	12,5	12,6	12,6	12,4	12,4	12,2	12,1	12,4	12,3
	Dpar obs	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2
	Dpar pred	3,1	3,1	3,1	3,1	3,2	3,1	3,1	3,2	3,1
TGH3163	AFT (Ma)	138	138	138	138	138	138	138	138	138
	AFT pred	154	151	148	147	148	146	146	145	146
	MTL (μm)	11,9	11,9	11,9	11,9	11,9	11,9	11,9	11,9	11,9
	MTL pred	12,1	12	12	12	12	11,9	11,9	11,9	11,9
	Dpar obs	2	2	2	2	2	2	2	2	2
	Dpar pred	2	2	2	2	2	2	2	2	2

Tableau 12 : Prédications concernant les données AFT, pour tous les scénarios testés pendant les phases de modélisations inverses. AFT : âge trace de fission ; MTL : moyenne de longueurs de trace ; obs : observé ; pred : prédit.

- Tests avec contrainte Crétacé inférieur (scénarios HT1.0 à HT1.3 ; Fig. IV-23,-24)

La contrainte d'âge crétacé inférieur utilisée est déclinée sous deux types, avec des conditions thermiques à la surface (20-40°C) ou proche de la surface (30-60°C) pendant le Crétacé inférieur (scénarii HT1.0 et HT1.1 dans les tableaux 11 et 12; Fig. IV-23). Pour chaque contrainte « Crétacé inférieur » l'intervalle de temps considéré est de 170 à 130 Ma (comme dans l'article 2, annexe 9). De fait, la discordance du Crétacé inférieur sur le socle est relativement éloignée, et les échantillons eux-mêmes n'ont peut-être pas atteint exactement la surface. Ainsi, ces deux conditions

devraient permettre de distinguer entre ces deux possibilités, en termes de prédictions. Pour les raisons discutées précédemment dans la section IV.1.B (à savoir la majorité des âges AFT groupés dans une gamme 100-200 Ma et les traces de fission sur zircon dans l'Anti-Atlas), il est possible de proposer une contrainte thermique anté-Crétacé inférieure supérieure à 110°C, qui a également été testée (avec une seconde boîte de contrainte : 230-170 Ma et 100-140°C ; scénarii HT1.2 et HT1.3 ; Fig. IV-23,-24). En ce qui concerne les résultats des modélisations, les scénarii HT1.0 et HT1.1 produisent des prédictions très similaires (tableaux 11, 12), néanmoins légèrement moins bonnes pour le scénario « froid » (HT1.1). La contrainte Crétacé inférieure adoptée pour les modèles de réchauffement à températures variables contient donc une boîte de contrainte 170-130 Ma/30-60°C.

Les modélisations avec la contrainte « Crétacé inférieure » (et boîte « chaude » anté-Crétacé) peuvent prédire un réchauffement fini-Crétacé inférieure entre 60°C (TGH3163) et 100-110°C (TEN1153, TEN1185) (Fig. IV-24). Cependant, la modélisation de l'histoire thermique de l'échantillon AL10, ne peut pas reproduire ce réchauffement, quel que soit le scénario. D'un point de vue statistique, l'utilisation de la contrainte Crétacé inférieure ne modifie pas les prédictions sur la valeur du Log Likelihood (LL) obtenues dans le cas initial sans contraintes (tableaux 11, 12). Pour les modélisations HT1.2 et HT1.3, ajoutant la contrainte thermique anté-Crétacé, les prédictions ainsi que les histoires thermiques sont similaires et montrent des statistiques similaires (tableaux, 11, 12). La contrainte est donc conservée pour la suite des modélisations.

- Tests de réchauffement variable post-Crétacé inférieure (scénarii HT2.1 à HT2.4 ; Fig. IV-23 ; Tableau 13)

Par la suite, même si toutes les modélisations ne permettent pas de mettre en évidence le réchauffement (échantillon AL10), différentes contraintes ont été utilisées dans des modélisations afin de contraindre et d'apporter des précisions sur cette phase de réchauffement (HT2.1, HT2.2, HT2.3 et HT2.4).

A l'exception d'AL10, toutes les variations de la contrainte de réchauffement (entre 110-50 Ma ; tableau 13) ont donné des prédictions similaires pour les données AFT (âges et longueurs ; tableau 12) et AHe (âges ; tableau 13). Elles induisent cependant des variations importantes de la valeur du LL (tableau 13). En confrontant toutes ces valeurs de LL, présentés dans le tableau 13, il est possible de considérer que la variation de température la plus acceptable correspond à la gamme 60-100°C. En effet (sauf pour l'échantillon AL10), plus la limite supérieure thermique de la contrainte est basse plus les valeurs de LL (LogLikelihood) diminuent (et donc se détériorent) de façon significative.

C'est le cas pour le scénario HT2.3 (gamme de 50 à 90°C), qui globalement produit de moins bonnes prédictions (sauf pour AL10) que les autres scénarii. A l'opposé, la gamme de température la plus élevée (scénario HT2.2, 70-110°C) produit des prédictions assez bonnes pour TEN1153, TEN1185 et TGH3163, mais les plus mauvaises pour AL10.

Scénarii avec réchauffement						
Pic de réchauffement						
Sample	eU (ppm)	AHe non corr (Ma)	60°C	70°C	50°C	60°C onset
			HT2.1	HT2.2	HT2.3	HT2.4
AL10						
AL10-A	27.7	121	123	125	118	121
AL10-C	14.2	134	121	123	118	120
AL10-J	10.5	182	101	99	97	100
AL10-I	26.3	124	122	124	117	120
AL10-B	23.7	195	111	113	107	109
AL10-K	14.9	81	105	107	101	104
AL10-F	13.6	79	105	107	102	104
AL10-H	23.2	85	116	118	112	114
			LL=-426	LL=-439	LL=-413	LL=-422
TEN1185						
1185D	56.8	125	136	123	138	137
1185E	57.1	76	81	69	83	91
1185C	60.6	92	116	104	122	122
			LL=-530	LL=-521	LL=-540	LL=-546
TEN1153						
1153-A	6.7	57	50	51	50	60
1153D	18.3	55	36	37	37	61
1153-F	12.6	66	47	48	48	82
1153-H	16.7	31	47	48	53	98
1153-I	9.6	50	42	43	43	49
1153-J	93	50	49	49	49	72
			LL=-624	LL=-622	LL=-663	LL=-1508
TGH3163						
3163-A	38.3	155	140	139	140	139
3163-E	17.4	137	144	143	145	143
3163-I	24.1	162	146	145	146	145
3163G	30.3	150	162	161	163	161
			LL=-511	LL=-512	LL=-511	LL=-513

Tableau 13 : Prédictions des modélisations avec réchauffement. HT2.1, HT2.2 et HT2.4 montrent les tests avec des gammes de température de réchauffement variables (50-90°C, 60-100°C et 70-110°C) sur l'intervalle de temps 110-50 Ma. HT2.3 est un test, avec la meilleure gamme de température (60-100°C) où on produit le réchauffement plus tard (90-30 Ma), pour évaluer cette possibilité. Pour chacun des tests, la valeur de LL est donnée, avec les plus mauvaises en rouge. Les données AFT associées et leurs prédictions sont présentées dans le tableau 12.

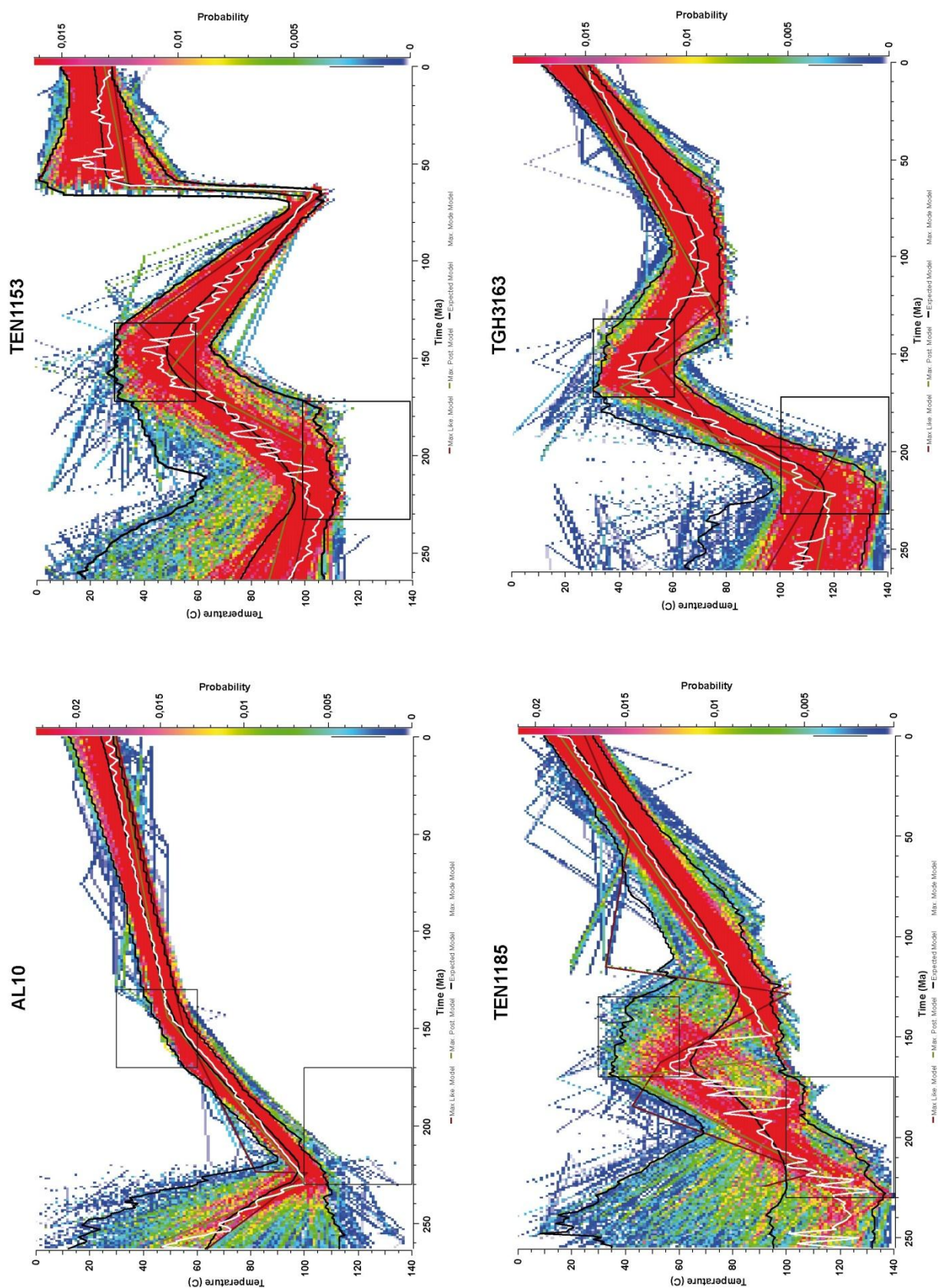


Figure IV-24 : Modélisations thermiques avec la contrainte « Crétacé inférieur » du scénario HT1.2. A l'exception de AL10, tous les modélisations s'accordent sur un réchauffement nécessaire après le refroidissement majeur du Jurassique supérieur/Crétacé inférieur.

En considérant le scénario HT2.1 (gamme de réchauffement de 60 à 100°C), les prédictions pour l'ensemble des 4 échantillons montrent des valeurs de LL relativement basses pour chacun, avec des prédictions AHe et AFT similaires aux autres scénarii (tableaux 12, 13). L'échantillon AL10 contraint en partie le choix du meilleur scénario. Ainsi, cette gamme de température de 60-100°C est la moins mauvaise pour l'ensemble des 4 échantillons. Elle suggère néanmoins que l'hypothèse du comportement homogène du craton sur la zone étudiée n'est peut-être pas vérifiée pour les échantillons du Nord (AL10 et YT7). Dans ce cas, un cycle refroidissement/réchauffement variable est envisageable entre les échantillons du Nord et ceux plus centraux. Le fait que les données TBT pour l'échantillon AL10 soient peu compatibles avec un fort réchauffement implique peut-être que les échantillons les plus centraux de la zone aient été tout simplement les plus réchauffés (jusque 60-100°C) tandis que les échantillons proches de la bordure nord du Bouclier Reguibat subissaient un réchauffement moindre, d'un maximum de 60°C.

Enfin, pour la gamme de température 60-100°C qui est favorisée d'après les résultats, une variation du timing du réchauffement (scénario HT2.4) en le faisant intervenir plus tard diminue drastiquement la valeur de LL pour TEN1185 et TEN1153, sans pour autant modifier beaucoup celles des deux autres. Le réchauffement maximal a donc été considéré comme se produisant de la façon la plus vraisemblable entre 90 et 50 Ma (Fig. IV-23).

IV.2.C.2. Approche directe : exploitation de la dispersion des données AHe

Les approches envisagées précédemment ont été complétées par un test utilisant la corrélation globale entre les âges AHe et les quantités de eU des apatites (Fig. IV-21,-25). D'après les conclusions précédentes, il est possible que l'échantillon AL10 ait été moins réchauffé, ce qui expliquerait en partie les âges plus dispersés pour cet échantillon ou que la chimie puisse jouer un rôle (Gautheron et al., 2013). Pour ce qui concerne les autres échantillons (TEN1185, TEN1153 et TGH3163), le logiciel HeFTy (Ketcham et al., 2005) a été utilisé pour mener une modélisation directe.

Pour l'approche directe, des apatites synthétiques ont été générées sur HeFTy, dont les valeurs de l'eU sont fixées et dont la chimie peut être variée à travers la valeur de *rmr0* (Ketcham et al., 2007). Cette valeur de *rmr0* est un proxy qui permet de prendre en compte les variations de chimie des apatites, à partir des Dpar qui ont été mesurés, suivant la formule :

$$rmr0 = 0,84 \times \left[\frac{4,58 - Dpar}{2,98} \right]^{0,21}$$

Pour chacun des échantillons, le *rmrO* moyen, qui sert de proxy pour la chimie, est fixé à 0,81 (pour un Dpar moyen de $2,04 \pm 0,07 \mu\text{m}$ pour les 3 échantillons), avec une taille moyenne de grain de 55 μm . A partir de ce jeu de données synthétiques, pour une histoire thermique donnée, le logiciel HeFTy calcule les âges AHe pour chaque apatite selon sa chimie et son *rmrO*. Ainsi sont générées les relations âge AHe vs. eU qui sont présentées dans la figure IV-25.

Des histoires thermiques proches du scénario HT2.1 (*i.e* contrainte chaude anté-Crétacé ; conditions de subsurface au Crétacé inférieur ; réchauffement post-Crétacé inférieur) ont alors été testées afin de trouver la meilleure adéquation possible avec l'ensemble de la distribution des âges AHe en fonction de l'eU. Les histoires thermiques testées sont présentées dans la figure IV-25. Les histoires thermiques HT2 et HT3 se révèlent être celles qui englobent le mieux la tendance montrée par la dispersion. L'utilisation de cette dispersion des âges AHe implique par ailleurs un réchauffement nécessaire après l'exhumation au Jurassique supérieur/Crétacé inférieur, dans une gamme de température similaire à celle déterminée dans la section précédente, *i.e.* 60-70°C.

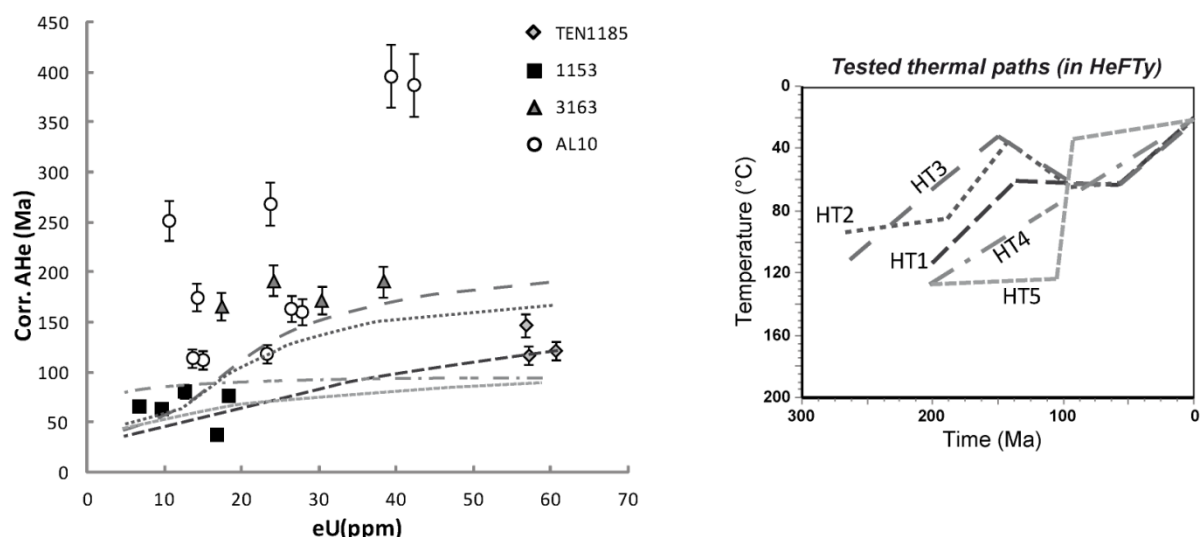


Figure IV-25 : Histoires thermiques testées pour reproduire la corrélation âges AHe vs. eU, avec le logiciel HeFTy (Ketcham et al., 2005). La corrélation idéale englobe le maximum de données (ligne noire). Elle peut être comparée directement aux corrélations obtenues par les différentes histoires thermiques (en haut à droite).

IV.2.C.3. Validation et tests sur les autres échantillons

À la suite de ces interprétations des données AFT et AHe sur les échantillons comportant le double jeu de données, les contraintes déterminées par les deux approches inverses et directes ont

Evolution du Nord du COA : Etude de thermochronologie basse température sur le Bouclier Reguibat

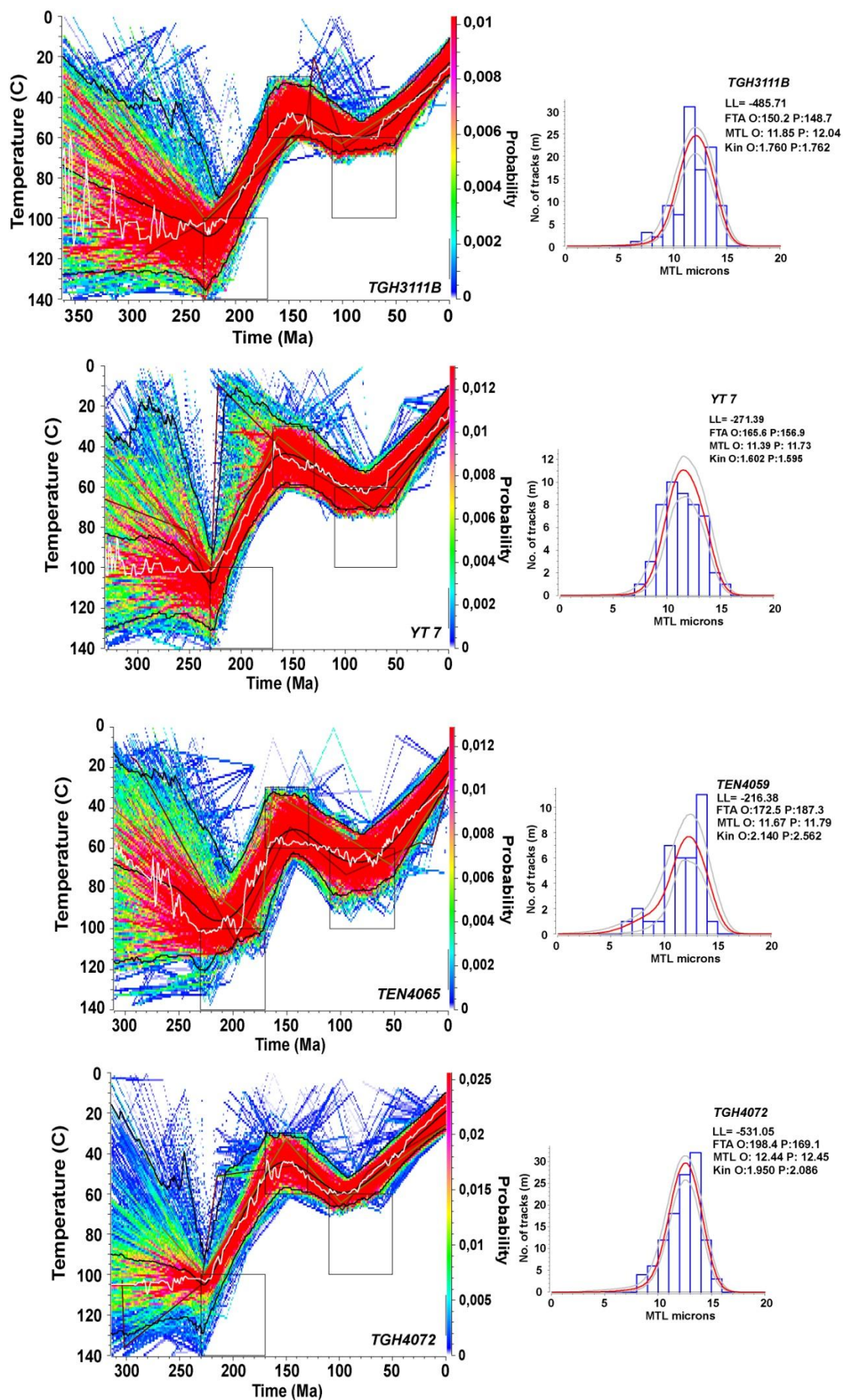


Figure IV-26 : Modélisations thermiques des échantillons sans données AHe (TGH4072, TGH3111B, TEN4065 et YT7) avec le logiciel QTQt. Elles sont contraintes par le scénario HT2.1 (équivalent de HT3).

été ré-utilisées dans des modélisations inverses pour les échantillons sans données AHe. Ceci a été effectué afin de vérifier que celles-ci permettent de prédire de façon convenable les données AFT obtenues sur les autres échantillons. Ceci a été effectué avec (1) une contrainte Crétacé inférieur, (2) une contrainte « chaude » anté-Crétacé, (3) un réchauffement entre 110 et 50 Ma jusqu'à 60-70°C. Le scénario HT3 de la figure IV-25 est ainsi utilisé comme contrainte pour les 4 échantillons et permet de constater une bonne adéquation entre données observées et prédictions. L'échantillon YT7 montre néanmoins une solution assez peu stable malgré ces contraintes. Les résultats sont présentés en figure IV-26, et montre la capacité du scénario HT3 à expliquer les données AFT.

IV.2.C.4. Conversion des températures estimées en épaisseurs

J'ai évoqué les limites à la conversion des variations de température en épaisseurs érodées/déposées dans la section III.5. Dans le cas du domaine central du Bouclier Reguibat, les différents modèles convergent vers des températures de 80-100°C à 200 Ma (Fig. IV-25, -26). D'après les modèles obtenus, les échantillons ont subi un refroidissement jusqu'à des températures de 40-50°C. Ainsi, la gamme de refroidissement vraisemblable varie ici du simple au double, de 30 à 60°C pour l'événement de refroidissement principal. De façon similaire à l'article 1 dans la section IV.1.A, deux gradients extrêmes de température de 20 et 40°C/km sont utilisés pour évaluer les épaisseurs érodées à la faveur de cet événement. Sans données de forages qui permettraient de bien contraindre le paléogéotherme à ces époques, il est difficile de bien évaluer ce paramètre. Ainsi, une gamme d'épaisseurs érodées variant de 0,75-1,5 km pour le gradient thermique de 40°C.km⁻¹ et 1,5-3 km pour 20°C.km⁻¹ est calculée. Pour la gamme des paléogéothermes possibles, l'ensemble des valeurs possibles est représenté dans la figure IV-27. Si la gamme des paléogéothermes est comprise entre 15 et 45°C.km⁻¹, ce graphique fournit l'évolution des épaisseurs érodées. La largeur, en épaisseur, de la surface grise correspond à l'incertitude sur l'amplitude du refroidissement (entre 30 et 60°C pour l'événement de refroidissement Jurassique supérieur/Crétacé inférieur).

Ces gammes d'épaisseurs érodées restent en accord avec les paléo-épaisseurs de couverture paléozoïque supérieur estimées dans l'article 2 (Fig. IV-28 ; annexe 9). Elles semblent ainsi indiquer que le matériel alimentant l'érosion pendant cet événement d'exhumation majeur provenait majoritairement de l'érosion de cette couverture, avec une probable contribution du socle, cependant mal contrainte. De meilleures estimations pourraient être prédites si de meilleures estimations du paléogéotherme étaient disponibles. L'hypothèse d'une anomalie thermique comme moteur à l'exhumation pendant le Jurassique supérieur/Crétacé inférieur pose de façon d'autant plus

forte le problème de l'estimation du paléogéotherme, qui pourrait même avoir été de façon éphémère plus élevée que $40^{\circ}\text{C.km}^{-1}$. Dans ce cas particulier, les épaisseurs estimées ici seraient surestimées ! Néanmoins, aucune donnée de forages n'existe permettant d'obtenir une évaluation réaliste du géotherme à cette époque.

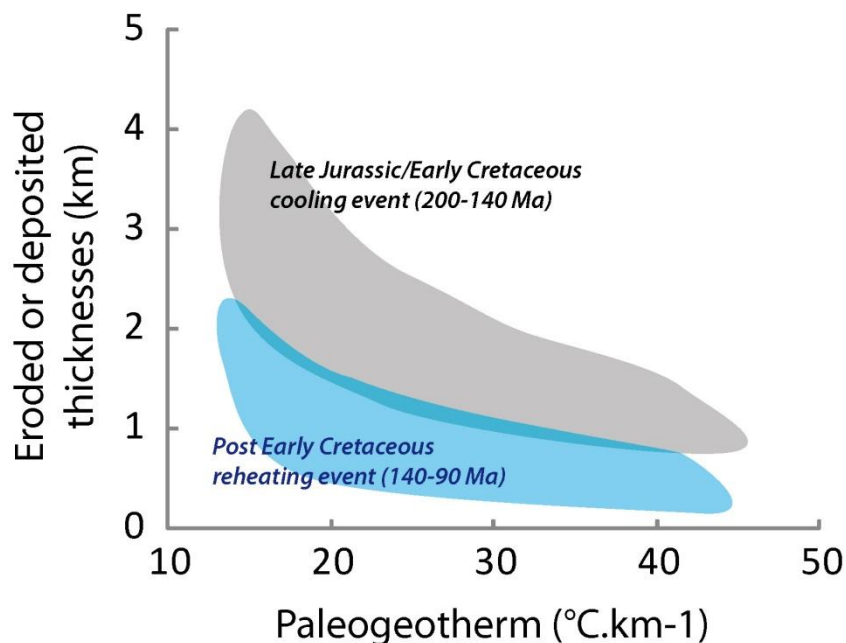


Figure IV-27. Estimations des épaisseurs déposées/érodées en fonction du paléogéotherme. En gris, la surface présente les estimations d'épaisseurs érodées pendant l'événement de refroidissement Jurassique supérieur/Crétacé inférieur. En bleu, la surface présente les estimations d'épaisseurs déposées pendant l'événement de réchauffement qui suit les conditions de subsurface au début du Crétacé inférieur.

Sur cette figure, les épaisseurs correspondant au réchauffement postérieur aux conditions de subsurface du Crétacé inférieur ont été représentées avec les mêmes conditions sur les gammes de valeurs du paléogéotherme post-Crétacé inférieur. Les estimations du réchauffement varient grossièrement de 10 à 30°C et la gamme des épaisseurs déposées est représentée dans la surface bleue de la figure IV-27. L'enfouissement est globalement faible atteignant 1 à 1,5 km au maximum pour le plus faible paléogéotherme de $20^{\circ}\text{C.km}^{-1}$.

IV.2.D. Résumé des principaux résultats

D'un point de vue global, ce jeu de données complet apporte d'importantes contraintes, principalement liées aux données AHe complémentaires par rapport à l'article 2 (annexe 9). Les premières modélisations en méthodologie inverse, pour chaque échantillon ont pu montrer qu'une histoire thermique commune était possible. Cette approche en inverse a également été confortée avec l'utilisation de la dispersion des âges AHe pour l'ensemble des échantillons, en fonction de l'eU.

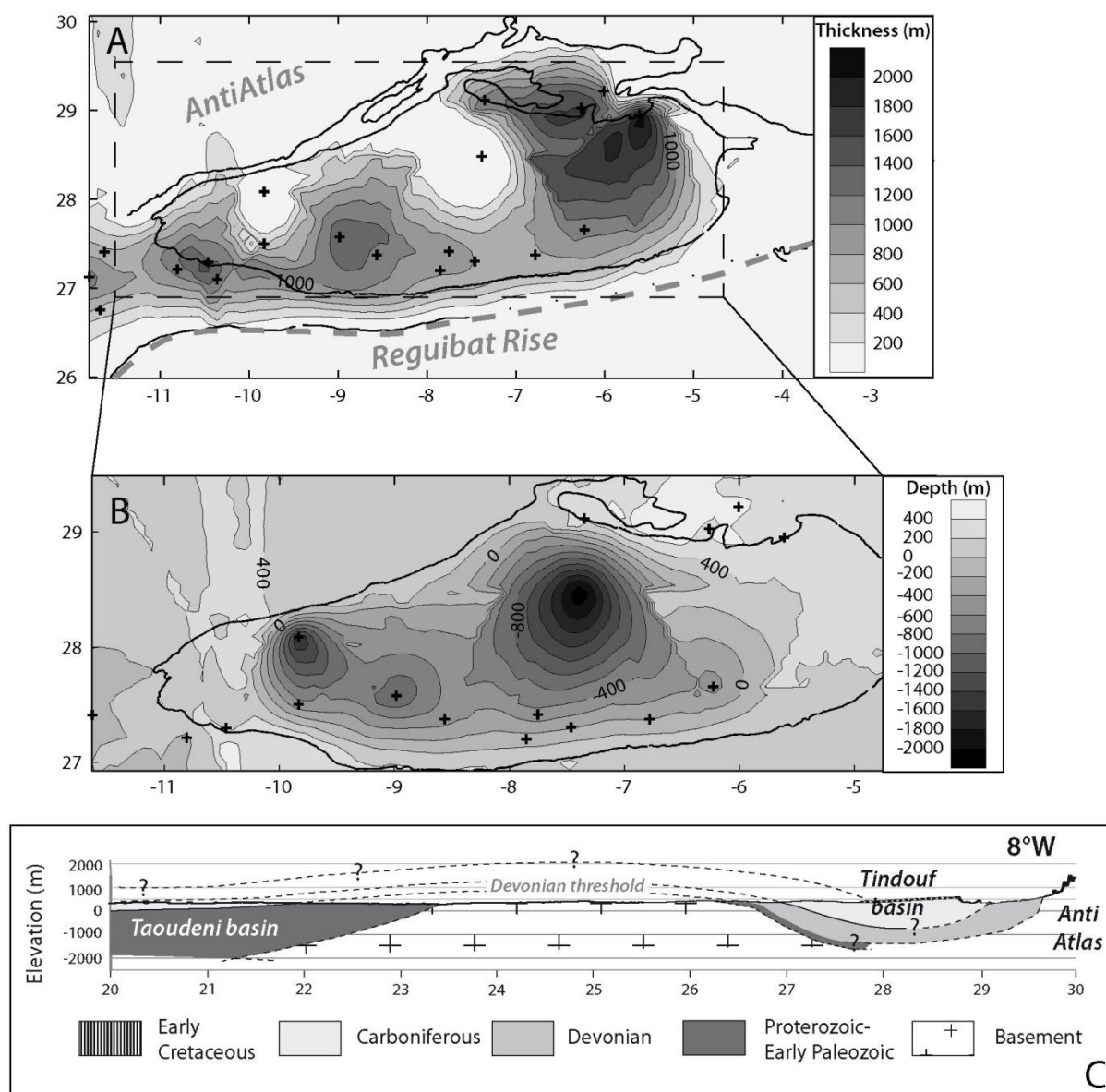


Figure IV-28 : (A) Carte des isopaques du Dévonien dans le bassin de Tindouf. Les limites du sommet du Dévonien et du sommet du Silurien sont en lignes noires. Les croix noires indiquent la position des forages utilisés pour construire les surfaces. (B) Carte des isobathes du Dévonien. La limite du sommet du Dévonien est indiquée en ligne noire. Les forages sont indiqués de la même façon qu'en (A). Hors des limites du sommet du Dévonien, les surfaces estimées ne sont pas fiables par manque de points, même si la méthode d'extrapolation « comble » ces manques jusqu'aux limites de la carte. (C) Coupe régionale suivant la longitude 8°O, basée sur la géométrie du Dévonien dans le bassin de Tindouf d'après les cartes (A) et (B). Les géométries dans le bassin de Taoudeni sont basées sur la littérature. Exagération verticale x 30.

Cette double approche de modélisation confère une certaine robustesse à ces résultats. Les principaux points à retenir de cette étude du domaine central du Bouclier Reguibat sont les suivants :

- (1) Le Bouclier Reguibat aurait été enfoui sous une épaisseur de 0,75 à 3 km comprenant essentiellement une couverture sédimentaire paléozoïque ainsi qu'une portion relativement peu contrainte en épaisseur, de socle, jusqu'au Jurassique moyen/supérieur. Ceci est attesté par l'enregistrement sédimentaire préservé dans chacun des bassins intracratoniques de Tindouf et Taoudeni.

- (2) Le même événement de refroidissement depuis le Jurassique supérieur jusqu'au Crétacé inférieur déjà observé dans le domaine occidental se retrouve dans le domaine central, malgré les incertitudes en termes de refroidissement. Comme cela est discuté dans l'article 2, ce refroidissement est cohérent avec l'une des caractéristiques géologiques majeures du Sahara, à savoir, le dépôt du « Continental Intercalaire » détritique.
- (3) Une étape de réchauffement est obligatoire après cette phase d'exhumation pour respecter les données TBT. Après les conditions de sub-surface subies par les échantillons entre 30-40°C, ce réchauffement pourrait avoir atteint au maximum 60-80°C, voire moins pour les échantillons de sa bordure nord (AL10, YT7).
- (4) Après quoi, une tendance au refroidissement, relativement lent est enregistrée. Ce dernier mériterait peut-être d'être étudié plus en détail pour comprendre les différences existantes avec l'évolution du domaine occidental du Bouclier Reguibat.

IV.2.E. Origine du matériel érodé pendant la phase d'exhumation Jurassique supérieur/Crétacé inférieur

Les analyses de données TBT menées sur les domaines occidental et central du Bouclier Reguibat mettent en évidence un événement majeur de refroidissement au Jurassique supérieur/Crétacé inférieur, depuis 120°C ou plus jusqu'à des conditions de surface ou sub-surface. Cet événement est lié à une importante exhumation de la marge passive et de l'intérieur du craton en quelques dizaines de millions d'années (Fig. IV-11-12,-13,-25,-26). Ce refroidissement est également cohérent avec l'enregistrement sédimentaire qui voit se déposer des volumes importants de sédiments détritiques au même moment sur la marge. Cette section s'intéresse à l'origine du matériel érodé. En effet, une ancienne couverture sédimentaire a pu être érodée pendant cette période ainsi que/ou du socle du Bouclier Reguibat.

IV.2.E.1. Echantillonnage et analyse

Les formations du Crétacé inférieur, discordant sur le Bouclier Reguibat, ont été échantillonnées (Fig. IV-7) le long d'un transect ENE-OSO (Fig. IV-29) pour effectuer des datations U-Pb sur zircons. La pétrologie des échantillons a été caractérisée en utilisant la microscopie optique ainsi que la cathodoluminescence. Ceux-ci ont ensuite été broyés, tamisés et séparés par liqueur dense (bromoforme) pour récupérer la fraction lourde. Les zircons ont été triés manuellement après une seconde séparation sur liqueur dense (diodométhane). Les échantillons n'ont pas tous fourni

suffisamment de zircons pour suivre les recommandations de Vermeesch (2004) en ce qui concerne la validation statistique des résultats. Ce dernier recommande, pour des datations étudiant la/les source(s) des sédiments de dater plus d'une centaine de cristaux.

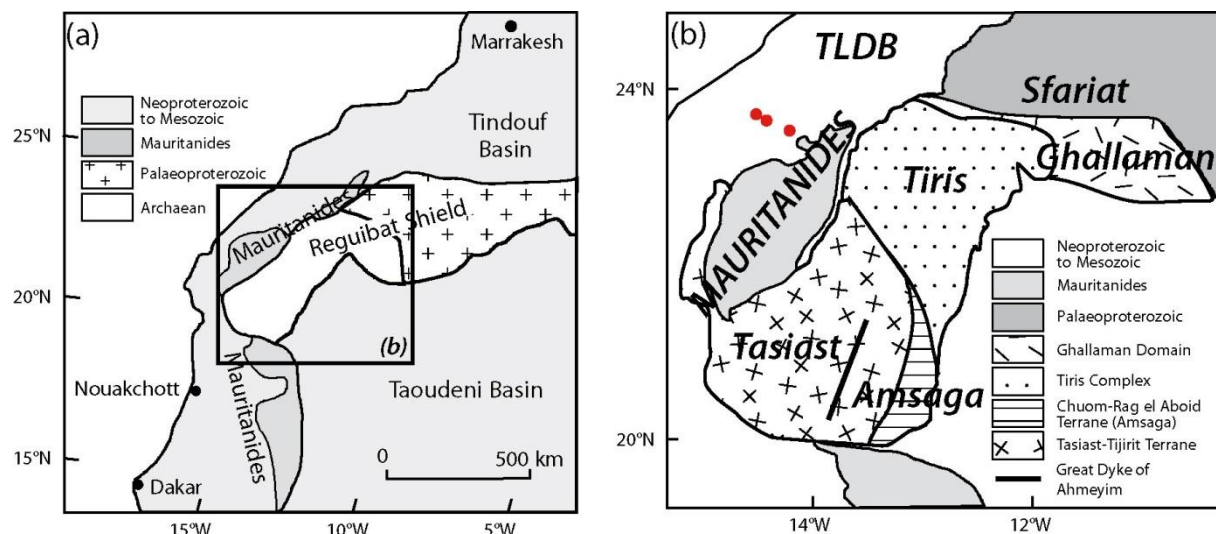


Figure IV-29 : (a) Carte schématique du Nord-ouest du COA. Le rectangle localise la carte (b). (b) Carte des domaines occidental et central du Bouclier Reguibat, avec les noms des différentes sous-régions (d'après Tait et al., 2013). Les points rouges montrent les lieux d'échantillonnage, tous en provenance des dépôts d'âge crétacé inférieur.

IV.2.E.2. Identification des sources potentielles

La région nord du TLDB a déjà été étudiée par Ali et al. (2014a, 2014b), sur la base d'arguments pétrographiques, de géochimie et de datation absolue. Les auteurs ont ainsi pu identifier une source de socle principale pour les dépôts détritiques d'âge crétacé inférieur, située dans la partie éburnéenne du Bouclier Reguibat. D'autres origines pour les sédiments sont également possibles en ce qui concerne notre étude, à savoir : le socle archéen du Bouclier Reguibat, les Mauritanides, et une potentielle couverture sédimentaire paléozoïque à présent érodée. Jusqu'à présent aucune étude géochronologique n'a été menée dans cette partie du bassin. La couverture sédimentaire est inexistante sur Reguibat et les Mauritanides, même si dans ce dernier cas, elle peut subsister, tectonisée dans les nappes, nappes constituées essentiellement de matériel panafricain (Villeneuve, 2008 ; Michard et al., 2010).

Le Bouclier Reguibat a été daté dans plusieurs endroits (Fig. IV-29,-30). En ce qui concerne la partie occidentale de ce socle :

- dans la terrane de l'Amsaga, à proximité de l'Adrar mauritanien, de nombreuses études ont fourni des âges s'échelonnant de 3,5 à 2,7 Ga par la méthode U-Pb sur grain unique et Nd-Sm sur roche totale (Auvray et al., 1992 ; Potrel et al., 1996, 1998).

- dans la terrane du Tasiast, à l'Ouest de l'Amsaga, les premiers travaux de Bonnici et Giraudon (1963) et Rocci et al. (1991) ont déterminé des âges entre 2,8 et 2,3 Ga (méthode Rb/Sr sur minéraux et roche totale) tandis que Chardon (1997) a daté des gneiss de 3,1 à 3 Ga (méthode U-Pb). Ces données coïncident avec celles produites récemment par Key et al. (2008) et Schofield et al. (2012) dans une gamme d'âges de 3 à 2,5 Ga.
- dans le Tiris, des âges de 2,7 Ga (Schofield et al., 2011), 3-2,7 Ga (Gärtner et al., 2013) et 3-2,9 Ga (Montero et al., 2014) ont été déterminés. D'autre part, des âges plus jeunes, de 2,5 Ga ont aussi pu être calculés dans des roches plutoniques associées à des zones de failles (O'Connor et al., 2005) ou plus isolées (pluton d'Aousserd, Bea et al., 2013).
- un âge U-Pb sur baddeleyite de 2,7 Ga a été obtenu sur le grand dyke d'Ahmeyim, qui recoupe le domaine du Tasiast en Mauritanie (Tait et al., 2013).
- des formations doléritiques ont été datées à 1,6-1,5 Ga par Dosso et al. (1979).
- Enfin, les nappes des Mauritanides (ou Adrar Souttouf) montrent des âges plus jeunes et dispersés de 1 Ga à 270 Ma (Villeneuve et al., 2006 ; Gärtner et al., 2013). Ces deux études ont fait des regroupements d'âges : Panafricain (610-570 Ma), Cambrien (530-490 Ma) et un groupe de 440-270 Ma.

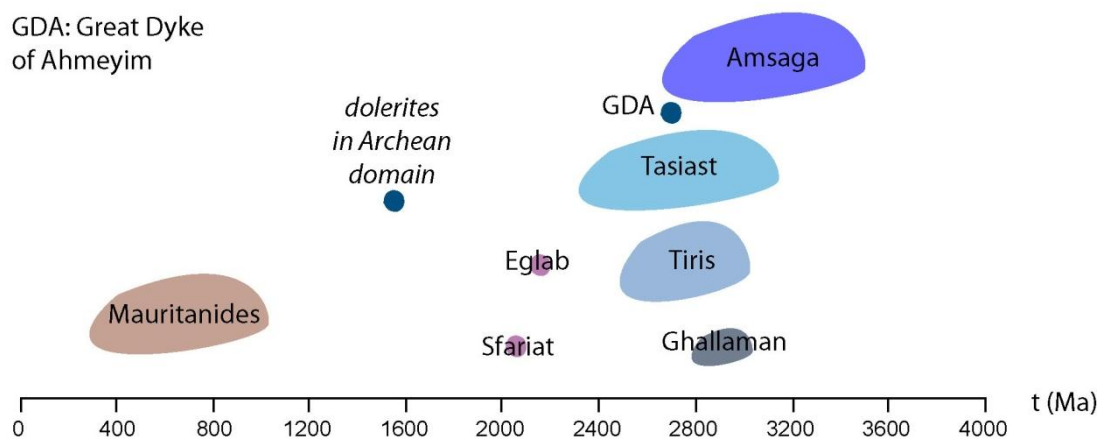


Figure IV-30 : Populations d'âges pour le Bouclier Reguibat. En bleu les domaines archéens, en marron les Mauritanides et en violet les domaines protérozoïques. Les références utilisées sont présentées dans le texte ci-dessus, et la localisation des domaines peut être trouvée sur la figure IV-29.

ition

entre les régions archéenne du Ghallaman et protérozoïque du Sfariat, la partie archéenne au Nord à fourni des âges de 3 à 2,8 Ga (Lahondère et al., 2003). Dans la zone du Sfariat, une autre étude de Lahondère et al. (2001) a donné des âges à 2,1-2 Ga et une étude de Schofield et al. (2006), des âges

de 2,1-2 Ga. Ces âges sont similaires à ceux mesurés par Peucat et al. (2005) entre 2,1 -2,2 Ga, encore plus à l'Est dans les Eglab, qui appartiennent également au socle protérozoïque.

IV.2.E.3. Pétrographie des échantillons

Les trois échantillons datés J6.2, J6.3 et J6.5 sont tous trois des roches détritiques (Fig. IV-31). J6.3 montre différents faciès dont un faciès microconglomératique contenant des fragments de grès, de quartzites et quelques bioclastes, et un faciès de grès fin, à grains homogènes. La taille de grains des échantillons J6.2, J6.5 et J6.3 pour le faciès gréseux est homogène. Néanmoins, ils peuvent présenter des cimentations variées (typiquement sur l'échantillon J6.5 ; en figure IV-31 peuvent être vues des variations dans la cimentation, observées plus en détail sur les figures IV-32,-33).

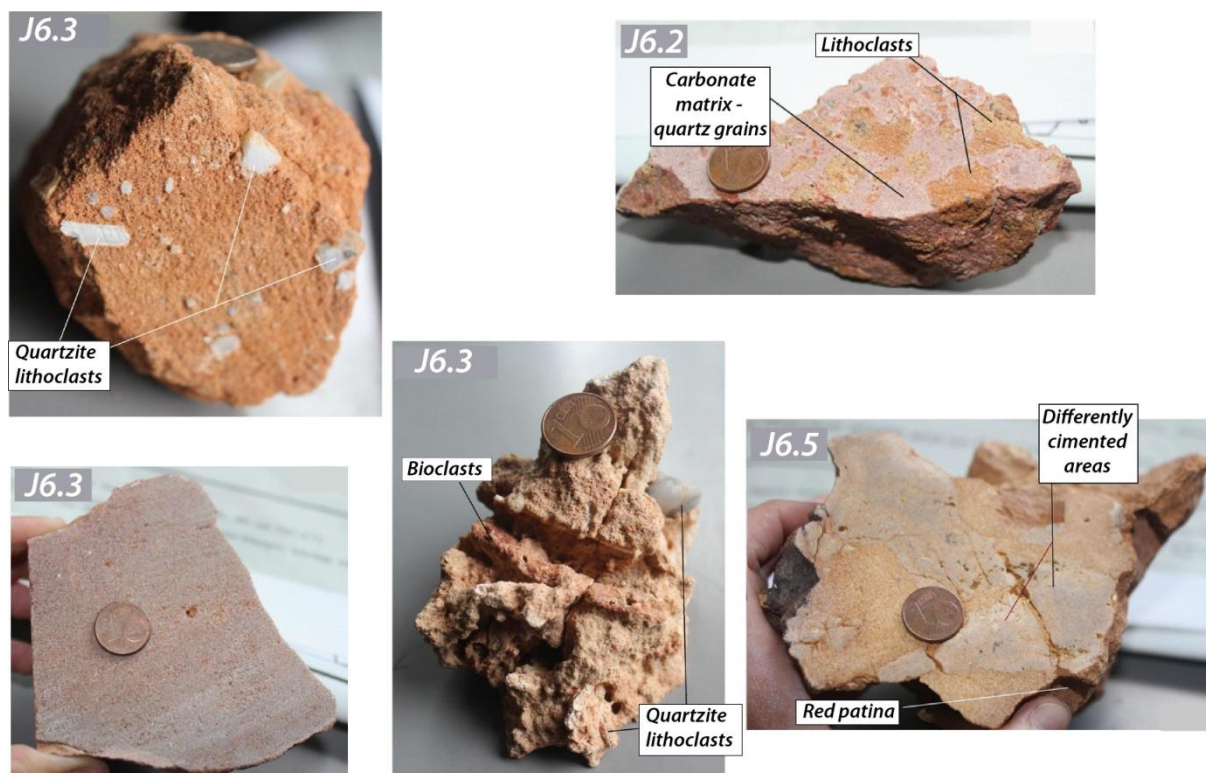


Figure IV-31 : Observations macroscopiques des échantillons J6.2, J6.3 et J6.5. La zone d'échantillonnage de J6.3 montrait d'importantes variations de faciès. La pièce utilisée pour échelle a un diamètre de 1,6 cm.

Les observations microscopiques ont été effectuées afin de déterminer la composition majoritaire des grains constitutifs (Fig. IV-32,-33). Dans chacun des échantillons, le quartz, monocristallin représente le composant majoritaire (Fig. IV-32,-33). C'est la cimentation de ces grains de quartz qui rend différentes ces roches. Pour J6.5 (Fig. IV-32A, B), les grains ne sont pas jointifs, et sont noyés dans une matrice siliceuse. Une partie de la porosité est remplie par de la chalcédoine. En ce qui concerne l'échantillon J6.2, il apparaît comme un grès conglomératique en macroscopie, mais les lithoclastes diffèrent du reste de la roche par un ciment siliceux alors que le reste de la roche

possède une matrice carbonatée (Fig. IV-32C, D) Les grains de quartz, majoritaires, sont également non jointifs. La présence d'argiles se retrouve dans les interstices, et quelques minéraux lourds peuvent être aussi observés (zircon, rutile, barytine, phosphates de terres rares). Enfin, pour l'échantillon J6.3 : le faciès gréseux montre des quartz imbriqués (Fig. IV-33E) qui peuvent posséder des auréoles de surcroissances, et très peu de feldspaths ; le faciès à bioclastes (Fig. IV-33A,B,C,D) montre des grains de quartz très peu jointifs cimentés par une matrice micro-sparitique carbonatée ; le faciès microconglomératique présente des grains de quartz monocristallins relativement homogènes et peu jointifs, ainsi que quelques quartz polycristallins (Fig. IV-33F,G,H). Ceux-ci représentent un indicateur potentiel de l'érosion de roches métamorphiques.

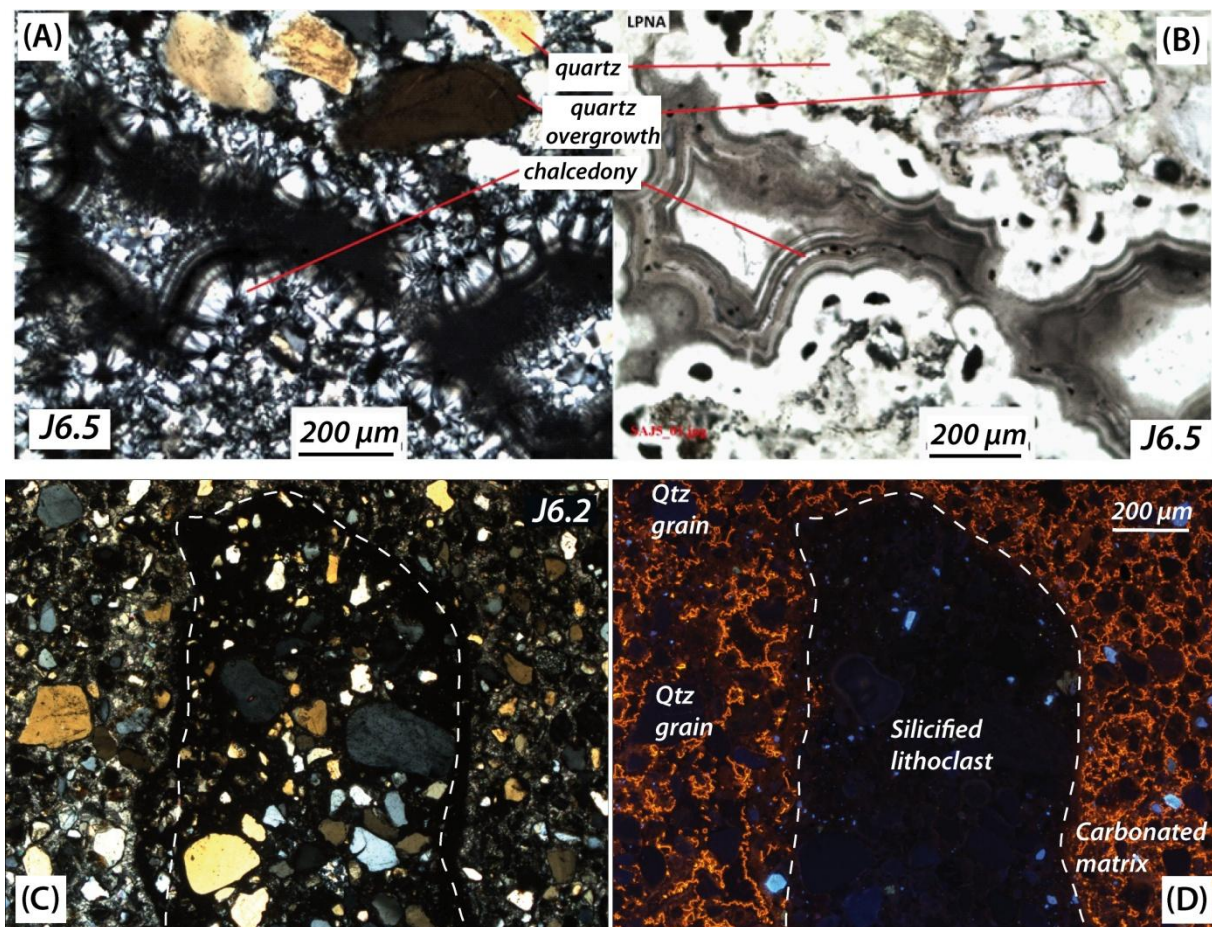


Figure IV-32 : planche photographique montrant les différents aspects microscopiques des échantillons J6.2 et J6.5. (A) et (B) Echantillon J6.5, même localisation sur lame, en lumière polarisée analysée et non analysée, respectivement. (C) et (D) J6.2, observations de la même zone en lumière polarisée analysée et en cathodoluminescence, respectivement.

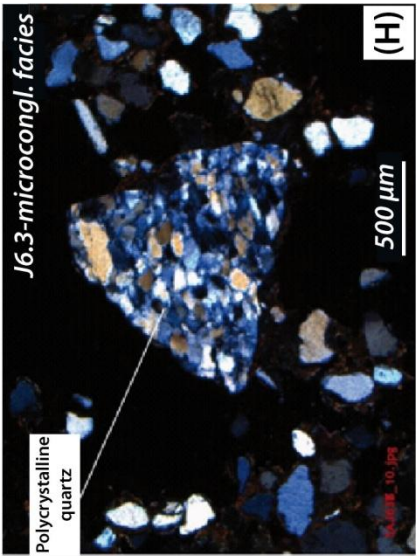
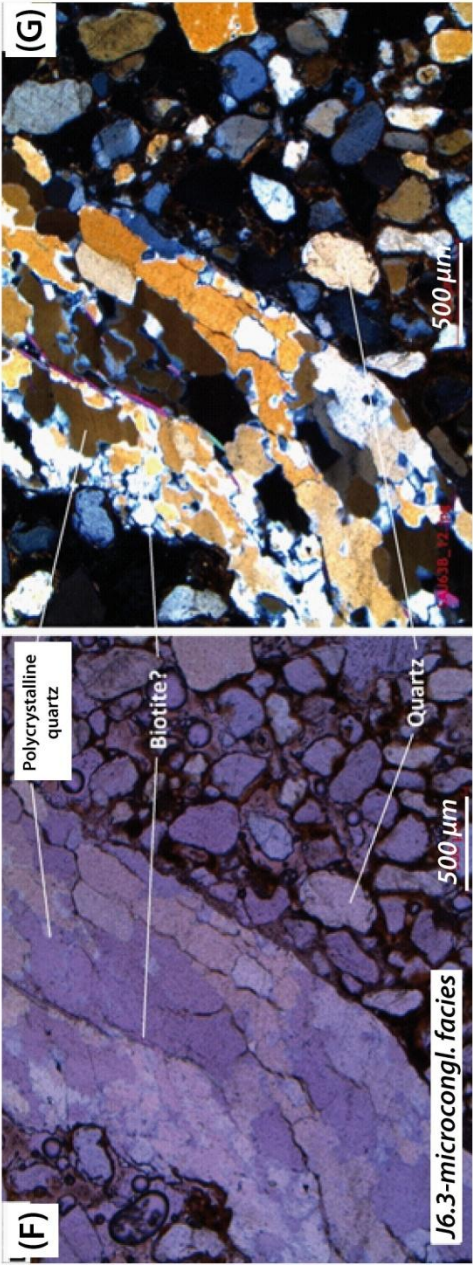
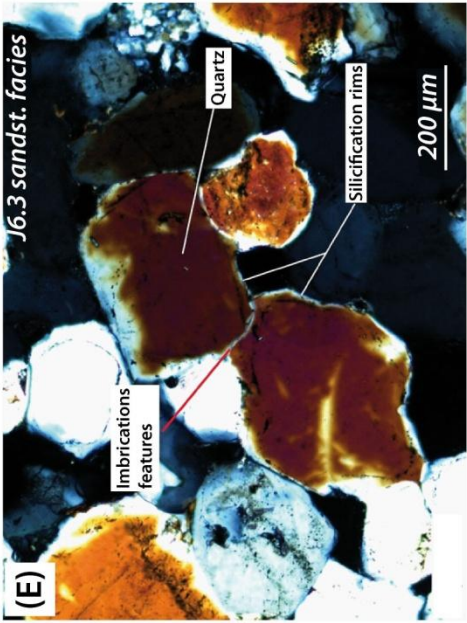
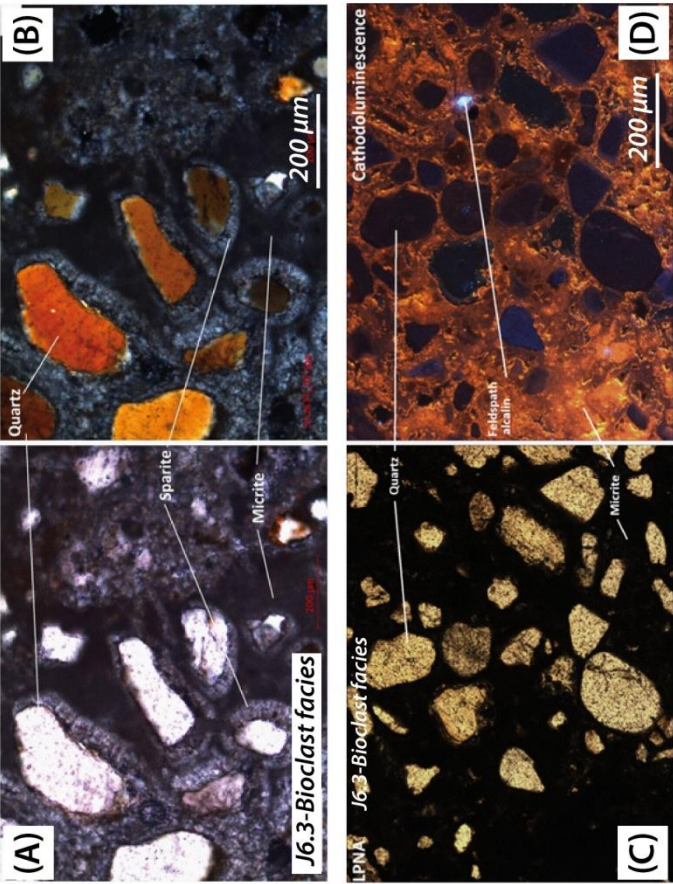


Figure IV-33 : Observations microscopiques des facies de J6.3. (A) et (B) facies à bioclastes en lumière polarisée et analysée, respectivement. (C) et (D), facies à bioclastes en lumière polarisée non analysée et en cathodoluminescence, respectivement. (E) facies gréseux, en lumière polarisée analysée. (F) et (G) facies microconglomératique, en lumière polarisée non analysée et analysée, respectivement. (H) facies microconglomératique en lumière polarisée analysée.

IV.2.E.4. Datations U-Pb

Les datations U-Pb sur zircon ont été effectuées par ablation laser ICPMS (voir la méthodologie dans Belousova et al., 2001) au Department of Earth and Planetary Science, à l'UCL (University College London), Londres. Les zircon Plesovice ont servi de standard (Sláma et al., 2008) ainsi que les verres NIST SRM 610 (Jochum et al., 2011) pour calibrer les expériences. Les âges obtenus ont ensuite été corrigés à l'aide du logiciel Glitter (ARC National Key Center for GEMOC) et représentés sous la forme recommandée par Vermeesch (2012). Les données montrant les rapports isotopiques calculés pour chaque échantillon ainsi que les âges corrigés sont présentées en annexes 6 et 7. Il faut noter sur la figure IV-34 que le premier pic d'âge à 300-400 Ma correspond à l'âge des standards Plesovice (337 Ma). Viennent ensuite deux populations principales, au sein d'une large gamme d'âges qui s'échelonnent de 400 Ma à plus de 3 Ga. La première population se situe entre 450 et 800 Ma pour chacun des échantillons. La seconde est en proportion moins représentée, et montre une plus grande variation de 1,6 à 2,2/2,4 Ga dans le Paléoproterozoïque. Entre ces deux populations, quelques âges isolés existent ainsi que quelques âges plus anciens (jusque 3-3,2 Ga).

IV.2.E.5. Discussion

Les datations U-Pb sur zircon sont plutôt cohérentes d'un échantillon à l'autre. Toutes identifient une composante panafricaine (450-800 Ma) et Paléoproterozoïque (Fig. IV-34). Sur la base des différentes populations d'âge existantes pour le socle du Bouclier Reguibat précédemment décrites, les âges panafricains sont vraisemblablement liés aux Mauritanides, ou à une couverture panafricaine érodée à la faveur de leur mise en place (Fig. IV-29 ; Villeneuve et al., 2006 ; Gärtner et al., 2013). Sans informations supplémentaires de géochimie et une analyse plus poussée du cortège de minéraux lourds, une contribution de la part de l'Anti-Atlas n'est pas à exclure, ce dernier étant également constitué de matériaux précambriens panafricains (Gasquet et al., 2008). Les zircons paléoproterozoïques peuvent quant à eux provenir soit de la région centrale du Bouclier Reguibat (Lahondère et al., 2003 ; Schofield et al., 2006), des plutons isolés dans sa partie occidentale (Bea et al., 2013) ou bien de l'Anti-Atlas où Youbi et al. (2014) ont aussi mis en évidence des âges paléoproterozoïques. La proximité géographique des socles du Bouclier Reguibat et des Mauritanides tend plutôt à les considérer comme les sources principales, sans exclure une contribution mineure de l'Anti-Atlas. L'étude de provenance de Ali et al. (2014b) dans la partie nord du TLDB a cependant exclu l'Anti-Atlas comme source des dépôts d'âge crétacé inférieur. Il est alors peu probable que les

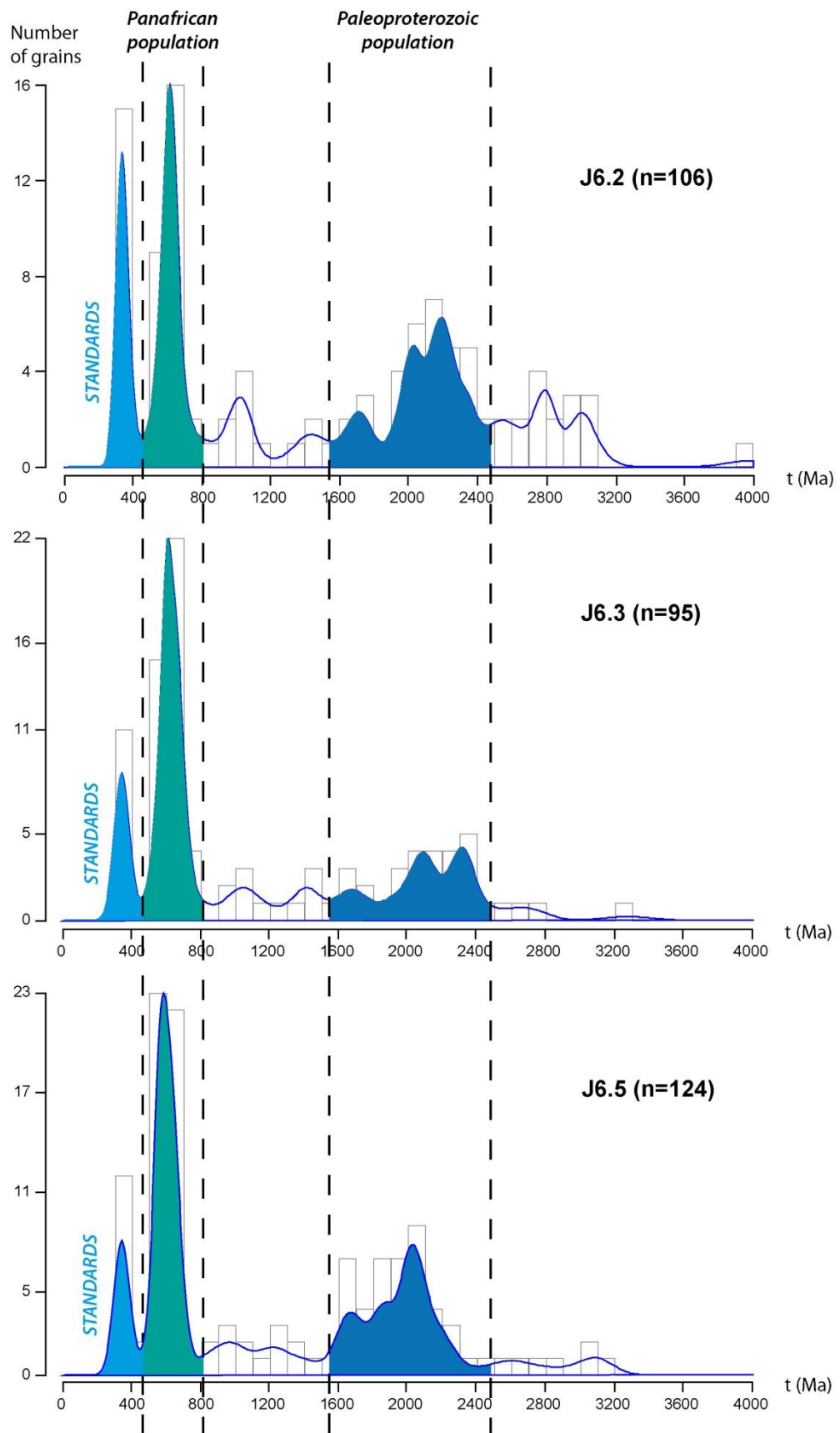


Figure IV-34 : Résultats des datations U-Pb sur monograins de zircon. Par-dessus les histogrammes de distribution des âges sont représentés les densités de Kernel avec une fréquence de coupure à 150 Ma (voir Vermeesch, 2012). N= nombre de cristaux. En bleu clair est surligné le pic des âges des standards, en turquoise les âges panafricains et en bleu foncé la population paléoproterozoïque.

dépôts à proximité du Bouclier Reguibat aient pu recevoir une contribution, même mineure, de l'Anti-Atlas. Ainsi, les seules Mauritanides et/ou une potentielle couverture sédimentaire à présent érodée, qui contenait du matériel panafricain remanié, seraient les sources à l'origine de cette première population d'âges.

La seconde population d'âges, paléoproterozoïque, peut être originaire de la même source que la plus jeune. En effet, étant plus vieille, le stock de zircon peut très bien avoir été impliqué dans plusieurs cycle d'érosion/dépôt. Une origine anti-atlasique est écartée pour les mêmes raisons que précédemment. D'autre part, les âges de ces zircons sont aussi compatibles avec l'érosion du socle de la partie centrale du Bouclier Reguibat.

Concernant la contribution du socle et d'une couverture sédimentaire, les observations pétrographiques montrent une possible origine sédimentaire pour les sources avec par exemple, le faciès microconglomératique à galets de quartzites et grès (J6.3), sachant que les quartzites connues sont d'âge ordovicien ou précambrien. Néanmoins, la contribution par érosion d'un socle métamorphisé (quartz polycristallin) est possible. La contribution du socle est également reconnue par les études des minéraux lourds dans les sédiments offshore (von Rad et Einsele, 1980). Cette contribution mixte suggérerait qu'après l'érosion de la

couverture paléozoïque (qui était présente dans le domaine central du Bouclier Reguibat ; section IV.2.C.4, Fig. IV-28, annexe 9), l'érosion se poursuit avec le socle sous-jacent, ce qui permet de comprendre la contribution des minéraux lourds et de quartz polycristallins dans les dépôts d'âge crétacé inférieur

Enfin, un fait remarquable réside dans la quasi-absence de zircons archéens dans ces zircons détritiques, étant donnée la proximité du socle Archéen et la discordance des dépôts d'âge crétacé inférieur sur le socle archéen (Fig. IV-1,-7,-29). Ceci est surprenant au vu des histoires thermiques déterminées pour les domaines central et occidental du Bouclier Reguibat (sections IV.1.B et IV.2.C.4). Une explication serait d'envisager la répartition du matériel de part et d'autre d'une limite de drainage. Cette limite, suivant une ligne OSO-ENE aurait séparé une région nord où le matériel

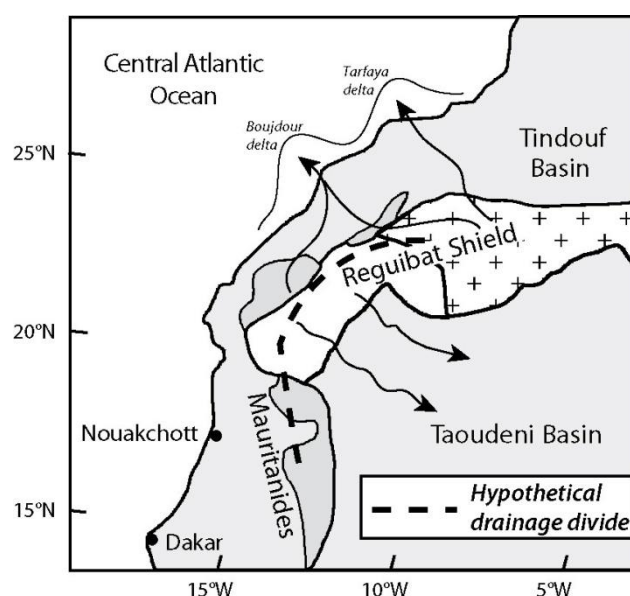


Figure IV-35 : Schéma hypothétique du mode de drainage lors de l'exhumation Jurassique supérieur/Crétacé inférieur. Les légendes sont identiques à la figure IV-29.

érodé finissait dans le TLDB d'une autre, au Sud, où il se trouvait drainé vers l'intérieur du craton (Fig. IV-35). De façon générale, les âges sont compatibles avec l'érosion de sources multiples, soit du socle paléoprotérozoïque soit du socle panafricain des Mauritanides, avec une contribution minoritaire du socle archéen (32 zircons sur 225, soit 14 %).

IV.3. Evolution phanérozoïque du domaine oriental du Bouclier Reguibat

L'acquisition de ce jeu de données a été rendue possible grâce aux échantillons fournis par J.-J. Peucat, Université de Rennes. Il permet de compléter l'étude du Bouclier Reguibat dans toute sa longueur depuis le centre du craton vers la suture panafricaine, avec, à l'Est le Bouclier Touareg (Fig. IV-1, -36).

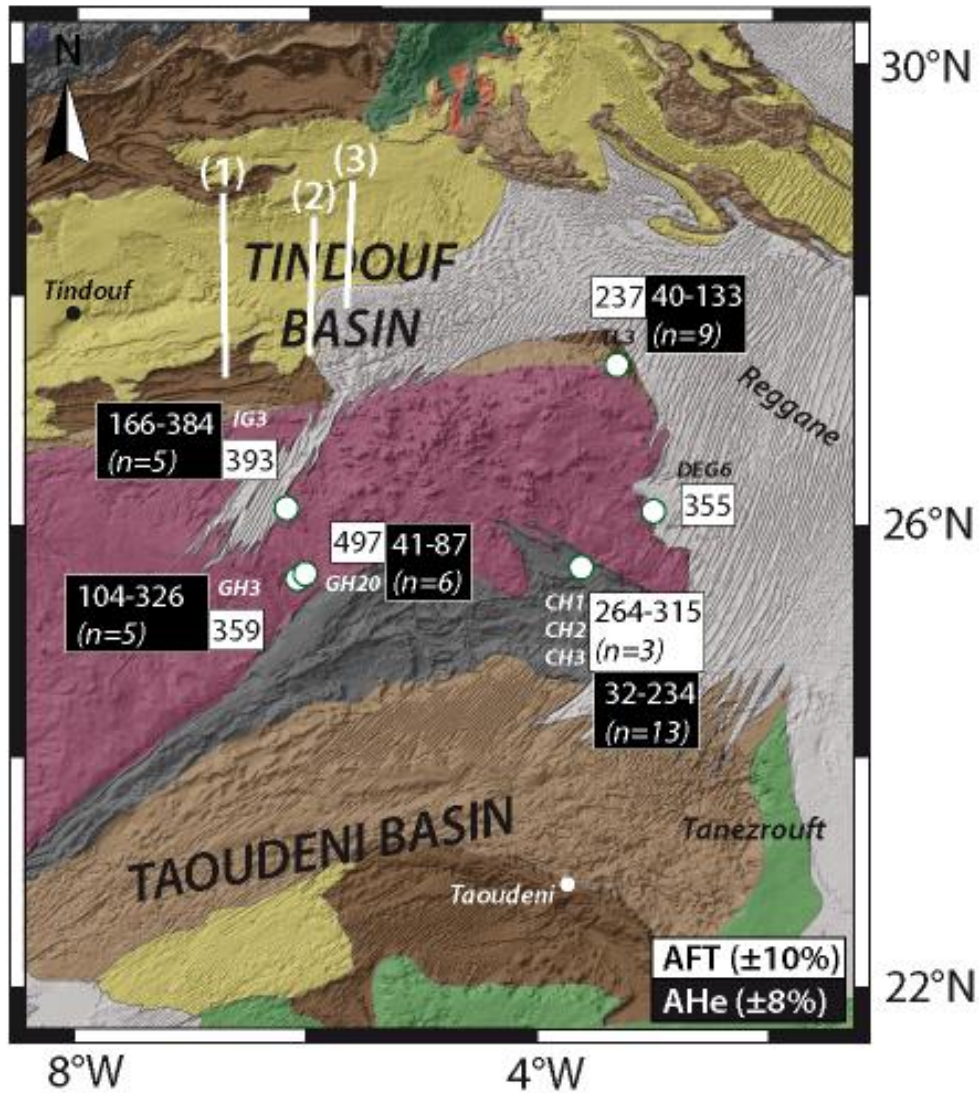


Figure -IV-36 : Carte géologique du domaine oriental du Bouclier Reguibat. Les échantillons utilisés dans cette section sont localisés sur la carte, avec leurs âges AFT et AHe. Les légendes colorées sont les mêmes que dans la figure IV-2. Les lignes blanches en gras montrent la localisation des coupes de la figure IV-2.

IV.3.A. Résultats AFT et AHe pour le massif du Yetti-Eglab

Les résultats TBT pour le domaine oriental du Bouclier Reguibat, ou massif Yetti-Eglab, sont fournis dans les tableaux 14 et 15 (en détail dans les annexes 2, 3 et 4). Ce groupe de données est séparé du domaine central sur la base des âges AFT, qui sont tous plus vieux que 250 Ma excepté pour l'échantillon TL3. Les âges AFT varient entre 237 ± 21 Ma et 497 ± 61 Ma, les moyennes de longueurs de trace entre 11.2 ± 0.41 μm (peu de longueurs, $n = 27$ sur l'échantillon DEG6) et 11.5 ± 0.29 μm . Les moyennes de longueurs de traces sont fournies dans la figure IV-20 et les histogrammes de longueurs, en annexe 3, montrent un large étalement, qui s'explique probablement par un séjour prolongé dans la zone de cicatrisation partielle pendant le Phanérozoïque.

Sample	ρ_s ($\times 10^5$ t/cm ²)	ρ_i ($\times 10^5$ t/cm ²)	ρ_d ($\times 10^5$ t/cm ²)	P (χ^2) %	Central age (Ma) $\pm 1\sigma$	U (ppm)	MTL (μm) \pm se	Std dev.	Dpar
IG3	0,469	0,149	6,968 6849	84	393 ± 36 20	3	- -	-	$1,7 \pm 0,2$
CH1	1,098	0,454	7,159 6849	6	307 ± 26 20	8	$11,5 \pm 0,2$ 101	2,1	$1,9 \pm 0,2$
CH2	3,105	1,516	7,112 6849	18	264 ± 21 20	26	$12 \pm 0,2$ 69	1,7	$2,0 \pm 0,2$
CH3	1,059	0,426	7,064 6849	86	315 ± 24 20	7	$11,5 \pm 0,3$ 64	2,3	$2,0 \pm 0,2$
GH3	1,177	0,41	7,016 6849	6	359 ± 27 20	7	$11,5 \pm 0,2$ 100	1,9	$1,8 \pm 0,2$
DEG6	2,276	0,701	6,111 6849	46	355 ± 25 20	12	$11,2 \pm 0,4$ 27	2,1	$2,0 \pm 0,1$
GH20	0,471	0,101	5,996 3012	15	497 ± 61 10	2	- -	-	-
TL3	0,818	0,376	6,052 3012	66	237 ± 21 20	8	- -	-	$2,1 \pm 0,2$

Tableau 14 : Données AFT sur le domaine oriental du Bouclier Reguibat.

Les âges AHe corrigés de l'éjection montrent une dispersion très importante de 32 ± 3 Ma à 384 ± 31 Ma, avec une gamme d'eU variant de 3,5 à 31 ppm. La dispersion des âges AHe (en fonction de l'eU) se montre sous deux tendances : une première tendance montre des âges vieux, de 400 à 150 Ma pour les échantillons GH3 et IG3, tandis qu'une seconde tendance affiche des âges moyens compris entre d'environ 80 à 200 Ma (Fig. IV-37). Quelques âges isolés sont plus jeunes que les autres (surtout pour les échantillons GH20 et TL3 ainsi qu'un âge pour CH1).

Sample	Rs (μm)	Weight(μg)	FT	eU (ppm)	Age (Ma)	Age c, (Ma)*	s,d,
CH1-A	47,3	2,43	0,789	9,0	74	93	7
CH1-B	56,4	4,13	0,809	3,5	68	84	7
CH1-C	49,4	2,68	0,802	15,8	26	32	3
CH1-D	40,2	1,45	0,751	13,1	130	173	14
CH1-F	38,8	1,31	0,754	13,3	80	106	8
CH1-G	64	6,37	0,831	8,2	90	108	9
CH1-H	37,9	1,28	0,717	31,8	102	143	11
CH1-J	50,6	3,96	0,761	6,6	178	234	19
CH1-K	40,7	1,74	0,723	21,6	73	101	8
CH3-C	50,5	3,04	0,789	5,7	175	222	18
CH3-F	35,5	0,96	0,717	16,1	99	138	11
CH3-A	54,7	4,25	0,79	7,0	111	141	11
CH3-G	59,2	6,11	0,793	4,9	122	153	12
GH3A	66,1	7,49	0,823	9,6	253	307	25
GH3B	91,1	21,74	0,876	5,9	243	278	22
GH3-C	71,5	8,99	0,842	5,4	88	104	8
GH3-E	57,9	4,06	0,784	7,5	256	326	26
GH3-F	99	19,03	0,883	1,8	98	111	9
IG3-C	43,8	1,72	0,722	23,0	120	166	13
IG3-E	39,4	1,31	0,686	7,8	203	295	24
IG3-F	36,7	0,99	0,675	6,8	146	216	17
IG3-G	40,6	1,56	0,741	5,1	147	198	16
IG3-I	40,4	1,67	0,721	5,6	277	384	31
TL3-L	41,1	1,58	0,745	11,1	99	133	11
TL3-B	49,4	2,68	0,803	13,1	42	53	4
TL3-C	41,3	1,57	0,778	19,8	31	40	3
TL3-D	39	1,44	0,717	11,6	62	87	7
TL3-F	41,4	1,92	0,717	13,4	77	107	9
TL3-G	43,5	1,98	0,745	12,0	67	89	7
TL3-J	52	3,29	0,797	9,7	80	101	8
TL3-H	47	2,35	0,777	14,9	69	89	7
TL3-K	46,6	2,77	0,746	5,7	32	42	3
GH20-A	36,4	1,14	0,702	8,1	60	85	7
GH20-C	37,4	1,28	0,703	14,7	42	59	5
GH20-D	37,4	1,28	0,703	7,3	61	87	7
GH20-F	41,1	1,58	0,745	5,7	51	68	5
GH20-H	35,1	1,22	0,663	11,2	27	41	3
GH20-G	39,2	1,52	0,711	13,1	34	48	4

Tableau 15 : Résultats AHe sur le domaine central du Bouclier Reguibat. Rs :rayon de la sphère équivalente ; FT facteur de correction de l'éjection α ; eU :uranium efficace ; Age c. :âge corrigé de l'éjection α ; s.d. standard deviation.

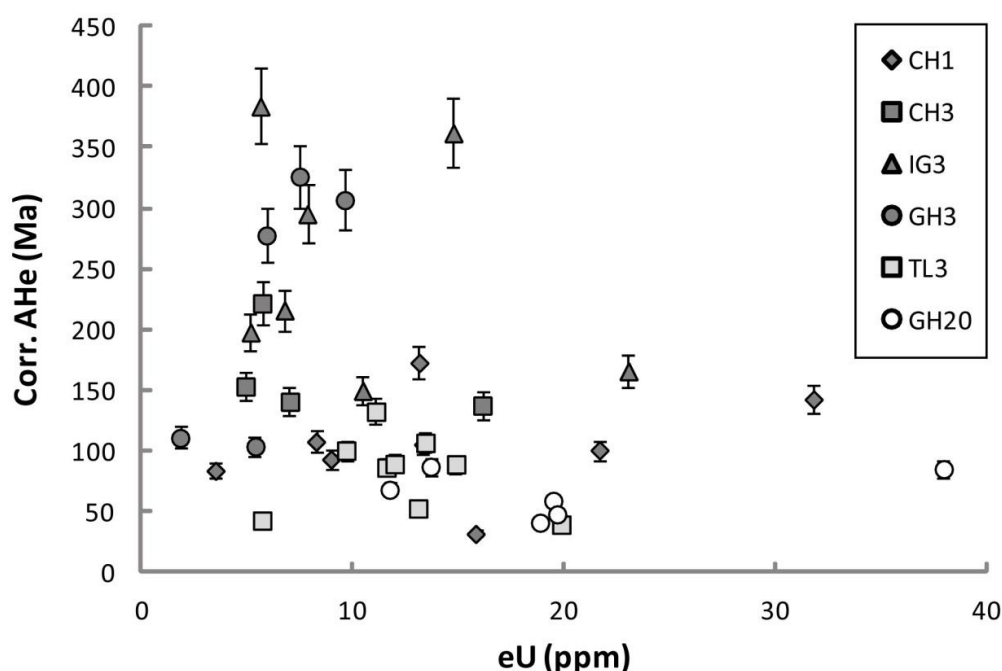


Figure IV-37 : Âges corrigés AHe (Ma) en fonction de l'eU (ppm) pour les échantillons du domaine oriental.

La distribution des âges en fonction de l'eU est présentée dans la figure IV-37, et ne permet pas d'en déduire une corrélation simple entre ces deux paramètres. Les âges AHe jeunes ne sont pas corrélés de façon évidente aux valeurs faibles de eU. Le fait qu'une part importante des âges AHe se concentre entre 200-80 Ma pourrait indiquer la présence d'un événement de refroidissement pendant cette époque. Par rapport aux données AHe, les données AFT, avec leur distribution étalée des longueurs de traces (annexe 3) et leurs âges élevés ne fournissent pas d'informations univoques, si ce n'est un maintien prolongé dans les conditions thermiques de la zone de cicatrization partielle. La large gamme d'âges AFT va également dans ce sens et indiquerait là encore que l'hypothèse d'un comportement globale cohérent du domaine cratonique reste valide pour le domaine oriental.

IV.3.B. Modélisations thermiques

Les modélisations thermiques ont été effectuées avec QTQt. Contrairement aux domaines ouest et central, le massif Yetti-Eglab est difficilement contraint par des observables géologiques. En effet, dans cette région quelques dépôts d'âge crétacé existent, mais sont souvent recouverts par les dépôts de Hamada et sont ainsi difficilement lisibles. De fait, l'histoire mésozoïque est peu connue, malgré la présence du Crétacé (inférieur ? supérieur ?) relativement proche du socle le long de la suture panafricaine.

IV.3.B.1. Tests initiaux sans contraintes

En l'absence de contraintes, les modélisations prédisent un séjour prolongé dans la zone de cicatrisation partielle (60-110°C) pour la majorité des échantillons (Fig. IV-38). Les solutions sont peu stables, mais excepté pour IG3, montrent toutes un événement de refroidissement entre le Jurassique supérieur et le Crétacé supérieur, depuis des températures de 70-90°C jusqu'à des températures de sub-surface de 30-40°C. Cependant, le début de ce refroidissement est très variable selon l'échantillon. Deux cas extrêmes sont observés, à savoir un groupe constitué de CH1, CH3 et GH3 où le refroidissement commence à la transition Jurassique/Crétacé et l'échantillon TL3 pour lequel un refroidissement n'est observé que tardivement, à la transition Crétacé/Paléogène. La fiabilité de cette dernière modélisation est faible car TL3 n'a permis aucune mesure de longueurs. Ainsi, le refroidissement rapide au Crétacé supérieur est mal contraint (fig. IV-38). L'échantillon IG3 n'a pas pu être modélisé sous QTQt, probablement à cause de la trop grande dispersion des âges. D'autre part, les données de l'échantillon GH20, d'assez mauvaise qualité, aboutissent à des histoires thermiques complexes, non stables, et qui ne sont pas présentées.

IV.3.B.2. Tests avec contraintes crétacées

Après les tests initiaux, j'ai utilisé plusieurs contraintes au Crétacé, pour tenter de mieux cerner le début du refroidissement : (1) un début du refroidissement pendant le Crétacé inférieur (120-180 Ma ; 70-110°C ; scénario Cinf1), (2) un début du refroidissement pendant le Crétacé supérieur (80-120 Ma ; 70-110°C ; scénario Cinf2) et (3) un scénario mixte Cinf3 (90-150 Ma ; 60-100°C). Ceci a été entrepris dans le but de vérifier la possibilité pour les différents échantillons de montrer une histoire thermique commune. Ces tests sont présentés dans la figure IV-39, qui présente les histoires « moyennes » (« expected models » dans QTQt), en utilisant 10 000 itérations pour le burn-in et le post-burn-in.

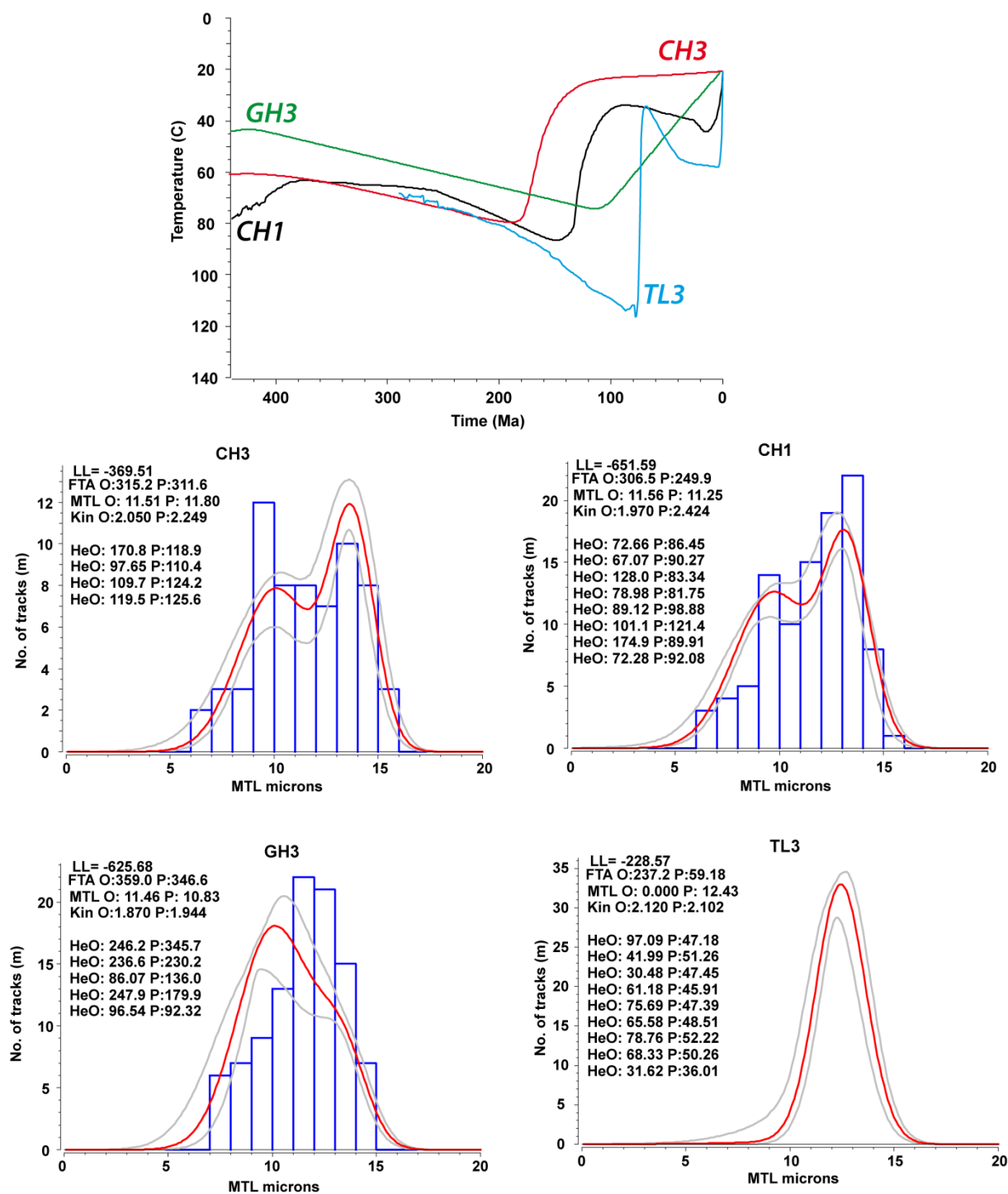


Figure IV-38 : Modélisations thermiques initiales sans contraintes pour les échantillons CH1, CH3, GH3 et TL3. Dans la partie haute de la figure sont représentées les histoires thermiques prédites, en-dessous, sont précisées les prédictions pour chaque type de données. L'échantillon TL3 n'a pas fourni de longueurs.

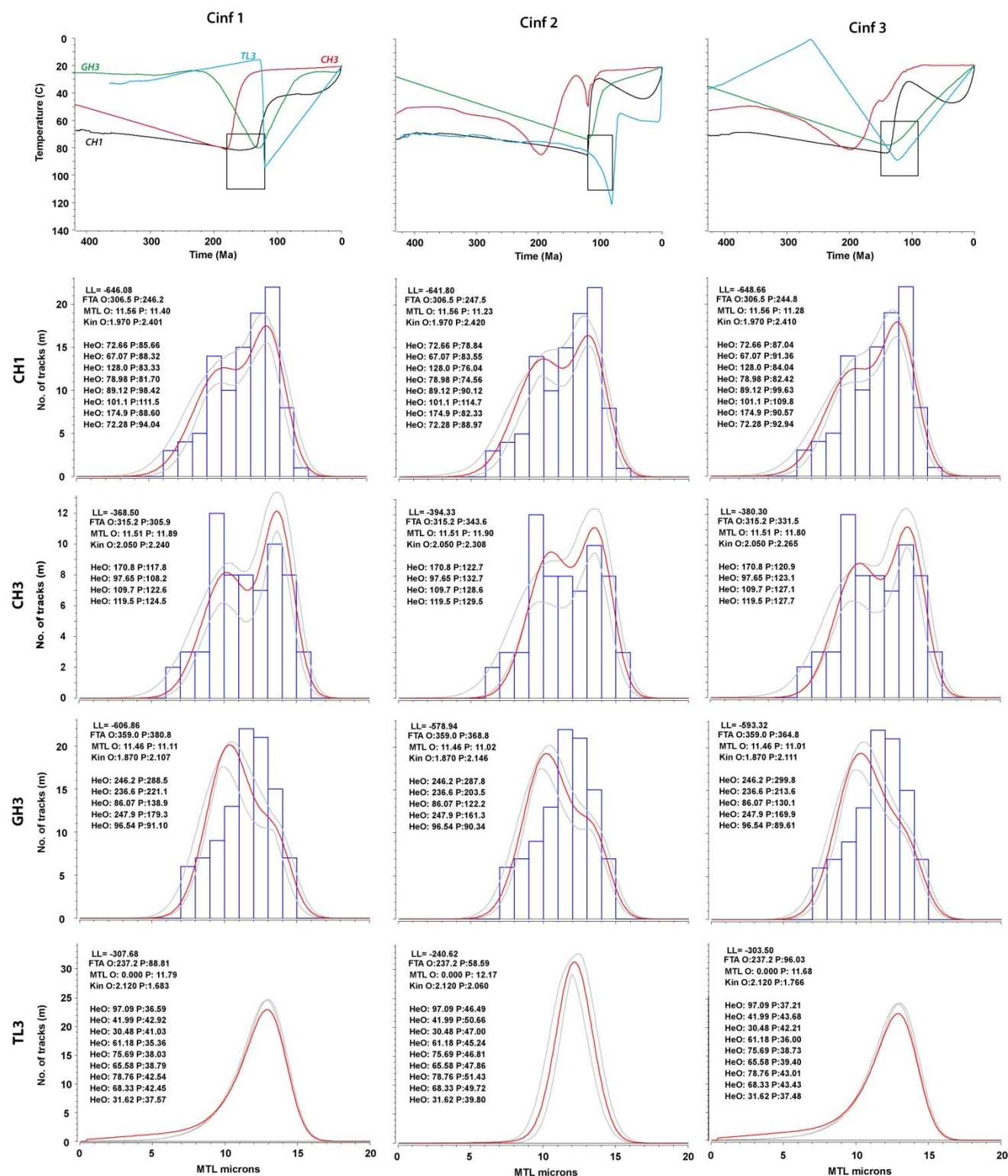


Figure IV-39 : Modélisations thermiques pour les trois scénarii testés, pour les 4 échantillons. En haut sont présentées les histoires thermiques pour chaque scénario. En bas sont proposées les prédictions associées pour chaque échantillon.

De façon claire, l'échantillon TL3 ne peut pas être contraint de la même façon que les trois autres, vraisemblablement à cause de ses âges AHe significativement plus jeunes (tableau 15, annexe 4 ; Fig. IV-37,-39). De plus, QTQt prédit pour TL3, un âge AFT toujours trop jeune, quelle que soit la contrainte utilisée. Ainsi, la localisation de TL3, à proximité de la bordure du COA indique peut-être

que cette région s'est comportée localement de façon différente par rapport au reste du massif Yetti-Eglab. Enfin, la modélisation de TL3 ne fournit jamais de solution stable et les contraintes utilisées doivent donc être rejetées pour ce dernier. En ce qui concerne les échantillons CH1, CH3 et GH3, chaque scénario montre des histoires thermiques modélisées qui varient très peu. Le signal de refroidissement, d'une amplitude d'environ 40-50°C, plutôt constant, peut être restreint au Crétacé inférieur-début du Crétacé supérieur, sur une durée de quelques dizaines de millions d'années (Fig. IV-39), et il amène les échantillons jusqu'à des conditions très proches de la surface. Pour ce qui concerne TL3, ce refroidissement survient plus tardivement. En général, les âges AHe élevés pour les 4 échantillons posent problème, car les modélisations n'arrivent pas à les reproduire. Ceci est dû au fait que le logiciel va contraindre l'histoire thermique principalement sur la base des âges les plus jeunes. Comme souligné précédemment, l'absence de corrélation entre âges AHe et eU nécessite un travail approfondi pour expliquer la dispersion (voir partie 3, section III).

L'utilisation de trois contraintes différentes produit des modélisations très proches (Fig. IV-39). Les valeurs de LL pourraient en théorie aider à discriminer entre les meilleurs modèles mais la grande proximité entre les différentes prédictions ne le permet pas. Ainsi, la modélisation initiale sans contraintes peut même être utilisée comme situation de référence pour CH1, CH3, GH3 et TL3, suggérant un refroidissement qui se produit majoritairement pendant le Crétacé, et dont le début est mal contraint. La faible amplitude du refroidissement au Mésozoïque coïncide avec le maintien pendant une très longue durée des échantillons dans la zone de cicatrisation partielle (60-100°C).

IV.3.B.3. Un refroidissement crétacé pour les échantillons à AFT ?

Nous avons utilisé une contrainte de réchauffement depuis le Crétacé inférieur à des températures de 80-100°C jusqu'à la transition Crétacé inférieur/supérieur à 30-50°C pour vérifier la possible adéquation de ce scénario avec les échantillons n'ayant que des données AFT. Ainsi, j'ai modélisé les échantillons CH2 et DEG6. Ces modélisations donnent de bonnes prédictions et sont en accord avec les histoires thermiques déterminées pour CH1, CH3 et GH3 (fig. IV-40). Cependant, il convient de noter que les histoires thermiques de ces deux échantillons ne contraignent pas l'existence de ce réchauffement, mais confirme uniquement sa possibilité statistique étant donné les résultats de TBT AFT et AHe.

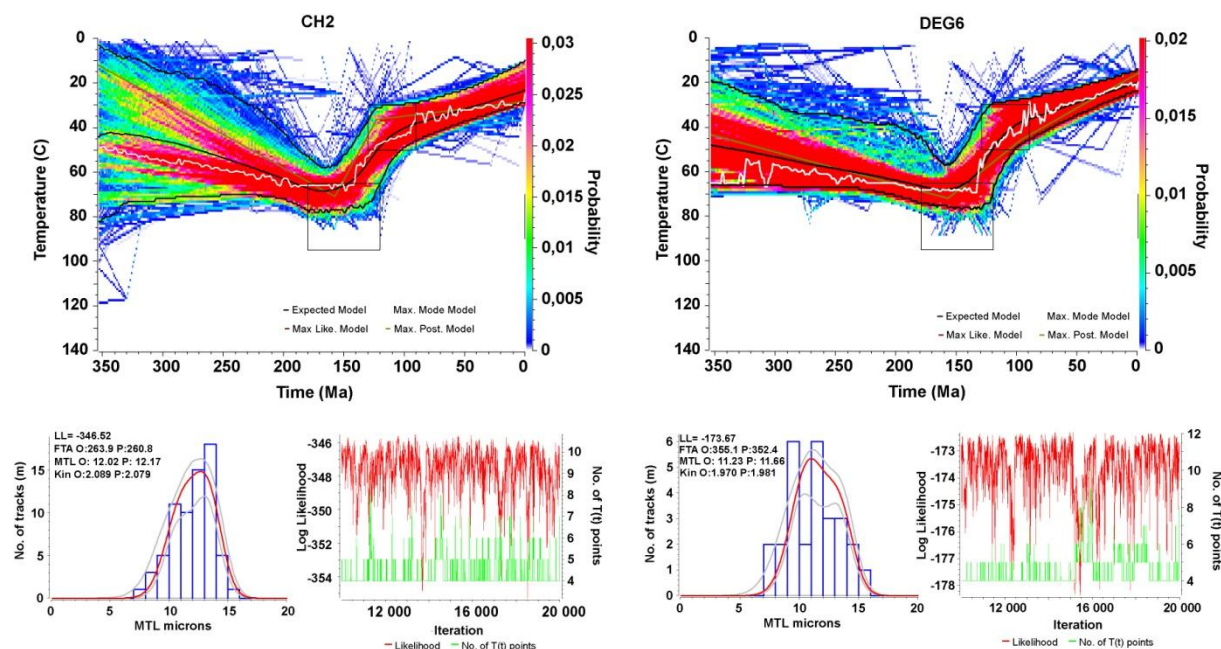


Figure IV-40 : Modélisations thermiques pour CH2 et DEG6, suivant les contraintes déduites dans les sections précédentes. De façon générale, les modélisations prédisent bien les données AFT et ces deux échantillons confirment la possibilité d'existence de cette évolution thermique.

IV.3.C. Résumé et discussion

Moins de données ont été obtenues pour le domaine oriental du Bouclier Reguibat et les contraintes géologiques utilisables sont moins fiables par rapport aux deux autres domaines présentés précédemment. Les âges AFT anciens et la large dispersion des longueurs sont de plus d'une aide modérée pour les modélisations de cette zone. Le fait que la dispersion des données AHe se retrouve limitée vers les âges « jeunes », par une gamme d'âge comprise entre 80-100 Ma constitue le contrôle le plus fort pour fixer le refroidissement principal.

Un point important réside dans l'enregistrement d'un événement majeur de refroidissement dans une gamme d'âges proche du refroidissement déjà mis en évidence pour les domaines central et occidental du Bouclier Reguibat. Pour ce domaine oriental, le début du refroidissement est cependant peu contraint pourrait être situé au Crétacé inférieur (excepté pour TL3). Si ce refroidissement est un équivalent latéral de ce qui est observé dans les autres domaines, il est ici de plus faible ampleur, 40-50°C au maximum. D'autre part, il n'est pas suivi d'un événement de réchauffement, comme l'indiquent les âges AHe de 200 à 80 Ma en majorité. Toutes ces différences seront discutées en détail dans la section VI (partie 4).

De manière globale, le refroidissement n'est peut-être pas très bien contraint ici, mais son existence peut être attestée par une autre étude de TBT effectuée dans le bassin de Reggane (Fig. IV-36) par Logan et Duddy (1989). La comparaison entre ce qui se produit dans le bassin et ce qui se

produit sur le socle doit néanmoins être faite avec prudence. En effet, le bassin est situé à proximité de la suture panafricaine, du Bouclier Touareg, et ne se comporte peut-être pas de la même façon que le Bouclier Reguibat. Logan et Duddy (1989), sur des puits situés dans Reggane mettent en évidence un léger refroidissement se produisant entre le Jurassique et le Crétacé. Cependant, le timing de ces deux événements n'est pas parfaitement concordant et pour tous leurs modèles, Logan et Duddy (1989) modélisent un événement qui se produit toujours à la transition Jurassique/Crétacé (Fig. IV-41 ; Nord-est du bassin de Reggane).

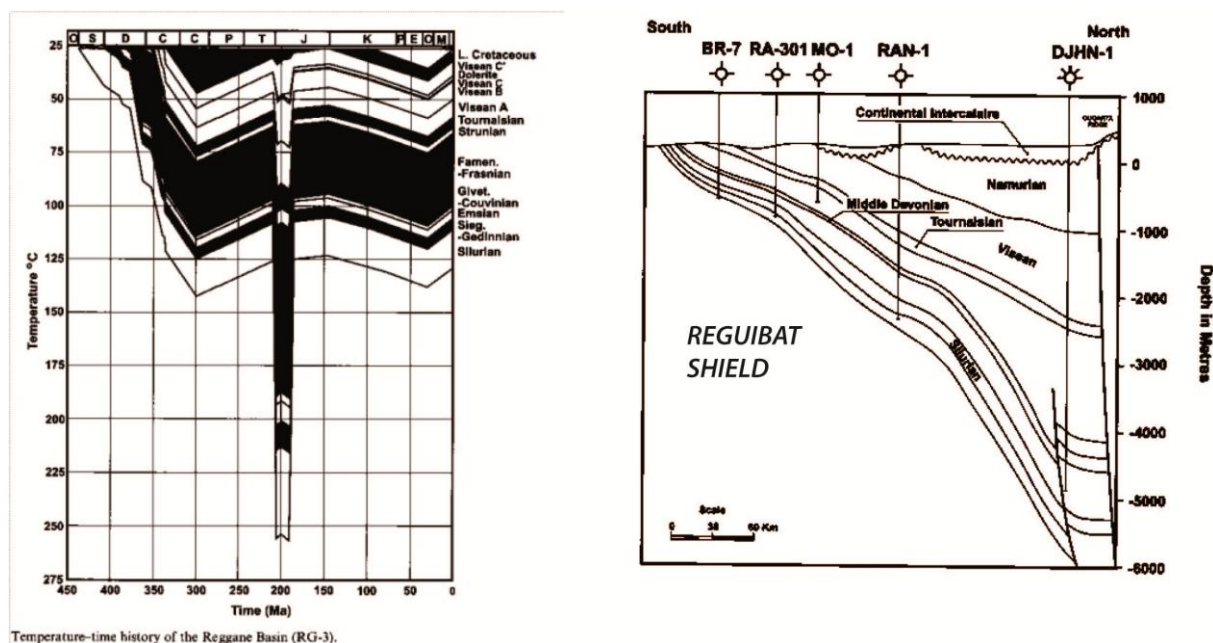


Figure IV-41 : A gauche : modélisation thermique dans le bassin de Reggane (Logan et Duddy, 1989). Un faible événement de réchauffement est identifié du Permien jusqu'à la transition Jurassique/Crétacé. A droite, une coupe du Sud du bassin de Reggane montre le contact des séries paléozoïques sur le socle du domaine oriental de Reguibat.

Bien que n'étant pas directement au contact avec le socle du Bouclier Reguibat, une coupe du bassin de Reggane montre le Continental Intercalaire discordant sur les séries paléozoïques. Ainsi, de la même façon que pour les autres domaines, il est possible d'envisager un événement de refroidissement, ici révélé par les modélisations thermiques, qui mettent en évidence une exhumation qui a pu participer à la mise en place ces dépôts crétacés discordants.

L'événement de refroidissement Jurassique/Crétacé dans le domaine oriental du Bouclier Reguibat survient après un long séjour dans la zone de cicatrisation partielle et semble indiquer que cette portion du socle ne s'est pas comportée de la même façon que le reste du bouclier. D'autre part, cela pourrait indiquer que le domaine oriental n'a tout simplement pas été enfoui dans des proportions identiques au cours du Paléozoïque. Les épaisseurs du Paléozoïque supérieur utilisées sur la base de données de sub-surface, sont estimées à 2 km maximum pour l'ensemble Dévonocarbone (Fig. IV-42 ; Kettouche, 2008). Ceci est comparable aux épaisseurs déjà évaluées pour le

domaine central du Bouclier Reguibat (section IV.2). Ainsi, en considérant une épaisseur de séries paléozoïques homogène (du moins dans les domaines central et oriental), il est possible d'expliquer des amplitudes plus fortes du refroidissement par une érosion différentielle qui impliquerait davantage de socle, sachant que la couverture paléozoïque toute entière a alors été érodée. Ceci pourrait être validé par l'utilisation de thermochronomètres de plus haute température que ceux de l'apatite (par exemple zircon ou titanite), qui fourniraient des informations plus profondes et affinaient ainsi les estimations d'épaisseurs érodées.

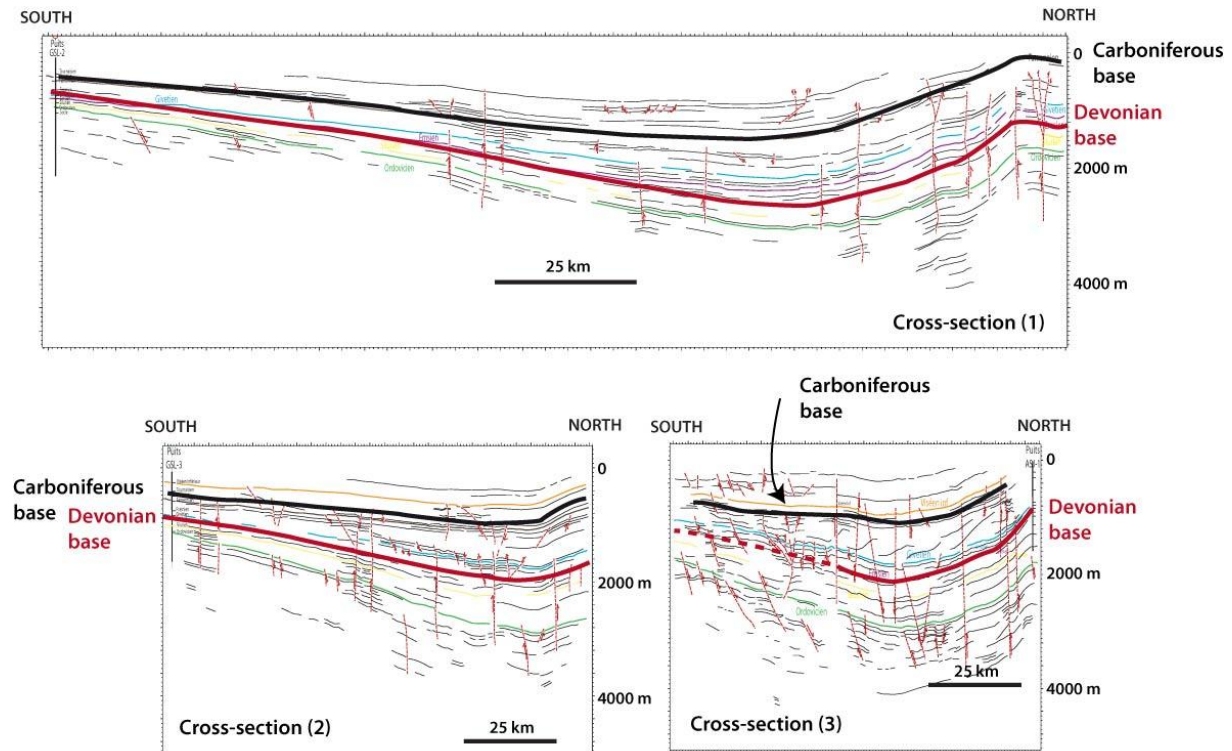


Figure IV-42 : Coupes sismiques Nord-Sud interprétées, dans la partie Est du bassin de Tindouf (d'après Kettouche, 2008). La base du Dévonien a été surlignée en rouge, celle du Carbonifère en noir. La localisation des coupes est indiquée sur la carte de la figure IV-36.

V. Evolution de l'extrémité nord du COA : apports des études de l'Anti-Atlas et du Haut Atlas

Dans le cadre de notre problématique de liaison entre intérieur cratonique et bordures, une attention particulière doit être apportée, d'une part, au domaine de transition que constitue l'Anti-Atlas, dernière portion nord du COA, et d'autre part, encore plus au Nord, au domaine mobile, auquel appartient le Haut Atlas, qui borde le craton. Cette dernière étude doit permettre d'affiner l'histoire cénozoïque de la région « mobile » alpine, afin de confronter son enregistrement tectono-sédimentaire et les phases de déformation identifiées aux résultats et modélisations TBT obtenus sur le craton. Dans cette partie ont été analysées des données TBT obtenues sur l'Anti-Atlas et une étude structurale menée le long du front sud du Haut Atlas est présentée.

V.1. Un domaine de transition : l'Anti-Atlas

Le domaine anti-atlasique constitue l'une des portions de socle du COA, dans lequel des boutonnières précambriennes affleurent au cœur de ceintures sédimentaires paléozoïques (Fig. II-19). C'est également l'un des tronçons de la chaîne plissée d'avant-pays de l'orogène varisque. Ce dernier a déjà fait l'objet d'études de TBT, et en utilisant principalement la méthode AFT (Malusá et al., 2007 ; Ruiz et al., 2011 ; Oukassou et al., 2013 ; Fig. V-1). Les études AFT de Ruiz et al. (2011) et Oukassou et al. (2013) ont fourni des résultats similaires en termes de modélisations thermiques. Les résultats de Malusá et al. (2007) ne seront pas pris en compte. En effet, l'absence d'utilisation de contraintes géologiques ne leur permet pas, à mon avis, à partir des seules données de rendre compte du principal observable géologique que représente la discordance du Crétacé supérieur sur le socle.

Jusqu'à présent, peu de données AHe ont été produites sur l'Anti-Atlas, à l'exception de la thèse de Sehrt (2014), dont les données ne sont pas publiées. Ruiz et al. (2011) ont produits des données AHe, mais ces données n'ont pas bénéficié d'un traitement approfondi. Jusqu'à maintenant, aucune donnée AHe utilisant les méthodologies et découvertes récentes n'a été produite. Le jeu de données présenté dans la suite ne vise donc pas à présenter un renouvellement de toutes les données de la région, mais à vérifier que les données AHe modifient ou non les conclusions générales déjà issues des études AFT.

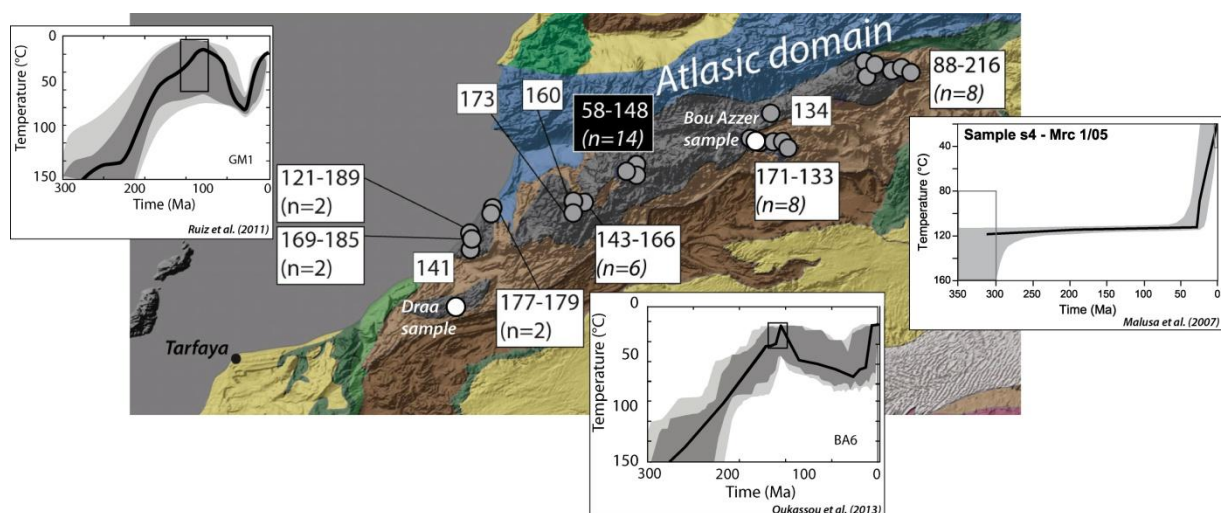


Figure V-1 : Carte géologique simplifiée de l'Anti-Atlas (même légende que la figure IV-2, sauf le domaine bleu, constituant l'Atlas). Une modélisation thermique représentative est tirée de chacune des études citées dans le texte. De gauche à droite, Ruiz et al. (2011), Oukassou et al. (2013) et Malusá et al. (2007). Les deux points blancs sur la carte montrent la localisation des échantillons de notre étude.

Les échantillons utilisés proviennent des boutonnières du Draa, proche du TLDB et de Bou Azzer (Fig. II-19, V-1) où sur cette dernière existe des données AFT (Oukassou et al., 2013). Les données AHe sont présentées dans le tableau 16, et en détail dans l'annexe 8.

V.2.A. Echantillon de Bou Azzer

La boutonnière de Bou Azzer a été étudiée par la méthodologie TBT sur apatite et zircon (Oukassou et al., 2013). Peu d'âges AHe ont été obtenus sur cette zone, et leur interprétation est compliquée par la dispersion très importante des âges en fonction de l'eU (Fig. V-2). Là encore, cette dispersion peut être intégrée dans un « fuseau » de variation chimique (suivant la méthode exposée dans la section IV.1.B. avec l'usage du *rmr0*, voir Ketcham et al. (2007) et Fig. IV-12,V-3).

La corrélation âges AHe vs. eU a été utilisée, en approche directe, avec le logiciel HeFTy (Ketcham et al., 2005) en testant quatre histoires thermiques qui diffèrent dans leur histoire post-150 Ma, et avec différents *rmr0* : HT1 envisage un réchauffement lent jusqu'à la transition Paléogène/Néogène ; HT2, un réchauffement plus rapide jusqu'à 80-70 Ma avant un refroidissement au Cénozoïque ; HT3, un réchauffement très rapide et un maintien dans des conditions chaudes (60°C) de 100 à 50 Ma ; HT4, un réchauffement rapide suivi d'un refroidissement jusqu'à la transition Crétacé/Paléogène, puis d'un nouveau cycle réchauffement/refroidissement au Cénozoïque.

Sample	Rs (μm)	Weight (μg)	FT	eU (ppm)	Age (Ma)	Age c. (Ma)*	s.d.
16BA-A	-	5,30	0,769	5,5	27	36	3
16BA-D	-	1,21	0,729	1,4	41	56	4
16BA-B	-	1,80	0,690	2,0	99	143	11
16BA-C	-	1,11	0,641	1,3	59	93	7
DRAA3A	43,1	1,80	0,762	27,3	112	147	12
DRAA3B	53,6	3,48	0,825	21,0	172	209	17
DRAA3C	42,2	1,71	0,7	25,1	94	134	11
DRAA3D	44,4	2,60	0,728	18,9	133	182	15
DRAA3E	54,1	3,60	0,809	23,6	139	172	14
DRAA3F	47	2,35	0,778	23,0	91	118	9
DRAA3H	55,5	4,01	0,803	20,6	199	248	20
DRAA3I	41,4	1,92	0,717	25,7	81	113	9
DRAA3J	52,8	2,45	0,729	60,4	129	177	14
DRAA3K	47,8	2,44	0,793	27,2	153	192	15
DRAA3L	51,1	3,05	0,794	23,0	144	181	14
DRAA3M	50,1	3,01	0,778	31,5	128	165	13
DRAA3N	45,6	1,90	0,735	33,4	148	201	16
DRAA3O	59,1	4,05	0,798	33,3	153	192	15

Tableau 16: Données AHe pour les deux échantillons du Draa et de Bou Azzer. Rs : rayon de sphère équivalente ; FT : facteur de correction de l'éjection ; eU : uranium efficace ; Age c.* : âge corrigé de l'éjection des particules α ; s.d. : erreur standard.

Dans cette exploration, les données AHe apparaissent trop peu contraignantes pour avoir un réel pouvoir de discrimination entre les 4 chemins thermiques testés. D'autre part, l'âge AHe possédant l'eU le plus élevé est difficile à reproduire quelle que soit l'histoire thermique. Ces données AHe seules ont été couplées aux données AFT déjà publiées, pour voir s'il était tout de même possible d'isoler une histoire thermique. Puisque l'échantillon BA16 ne possède pas de distribution de longueurs de traces, j'ai utilisé un jeu de données AFT synthétiques similaire à ceux produits dans l'étude d'Oukassou et al. (2013).

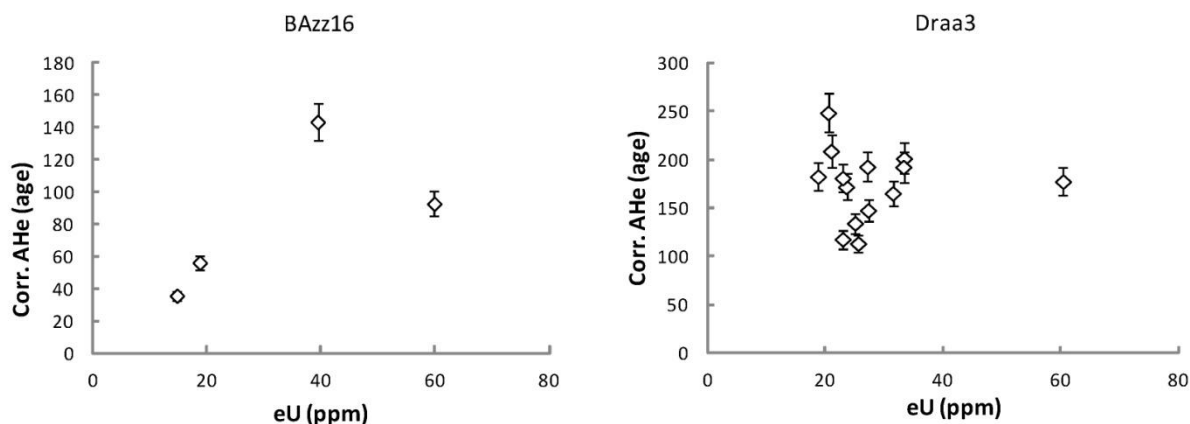


Figure V-2 : âges AHe corrigés de l'éjection en fonction de l'eU pour les deux échantillons. Les corrélations âge AHe vs. eU ne sont pas évidentes dans ces deux échantillons.

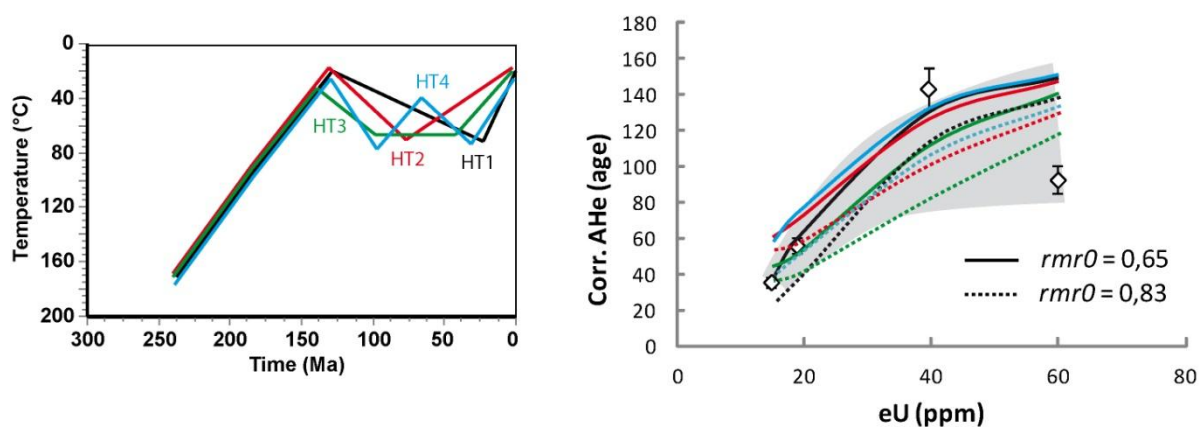


Figure V-3 : Modélisations en approche directe d'histoires thermiques avec HeFTy (Ketcham et al., 2005). Deux compositions chimiques extrêmes ont été utilisées pour les apatites (via le $rmr0$; Ketcham et al., 2007). Ces prédictions sont présentées dans le fuseau en gris qui englobe l'ensemble de la dispersion AHe.

L'utilisation des données AFT et AHe ne donna pas de prédictions « simples » par une approche en inverse. Une approche directe a alors été utilisée en testant directement les histoires thermiques de la figure V-3 avec QTQt (Fig. V-4 ; Gallagher, 2012).

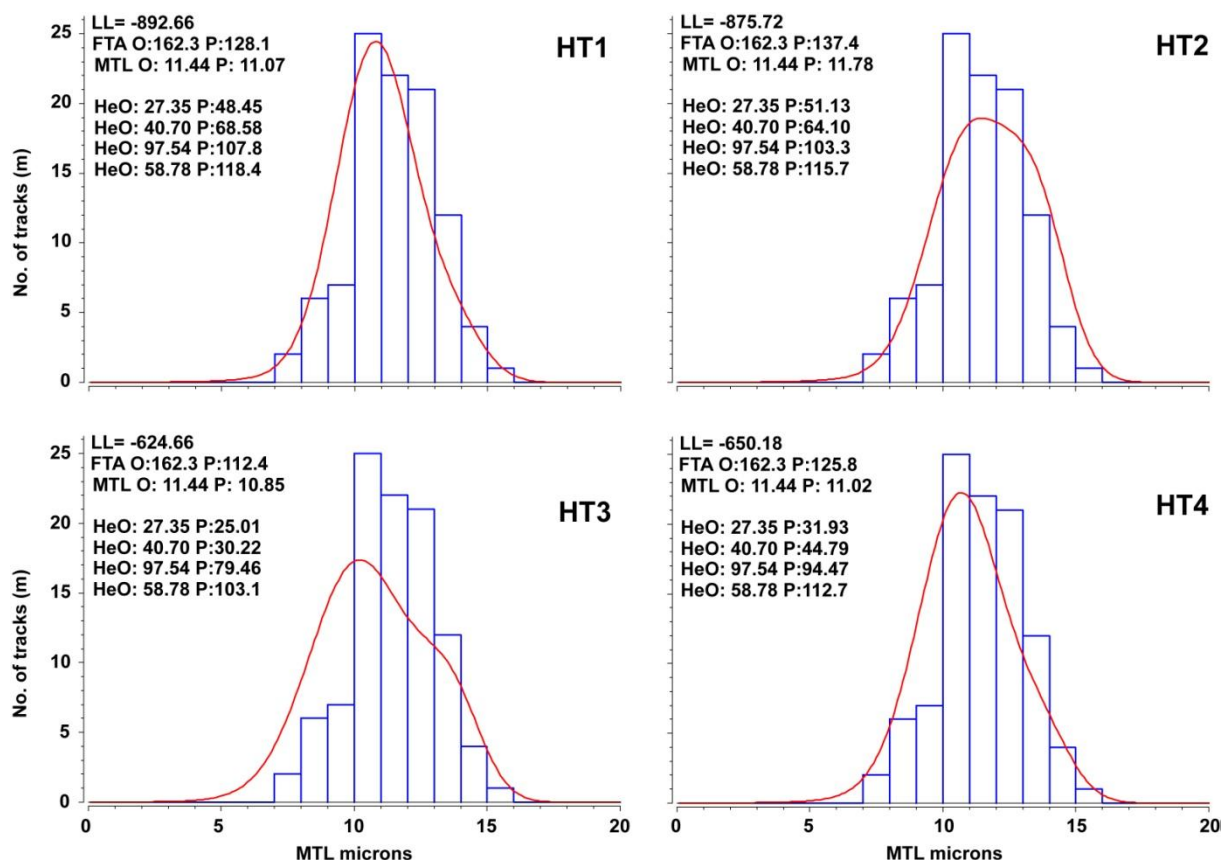


Figure V-4 : Données prédites pour les 4 histoires thermiques testées présentées dans la figure V-3.

Les deux premières histoires thermiques HT1 et HT2 donnent de très mauvaises prédictions en ce qui concerne les âges AHe et les valeurs de LL par rapport aux histoires HT3 et HT4. En se basant sur les valeurs de LL, l'histoire thermique HT3 semble la meilleure (-625 contre -650 pour HT4). Cependant, celle-ci reste peu vraisemblable pour deux raisons : (1) la moyenne de longueurs de trace est mal prédite et la distribution des longueurs est trop aplatie par rapport aux données ; (2) les âges AHe montrent effectivement une meilleure adéquation, mais sont parfois trop jeunes. Le scénario HT4 doit alors être favorisé, malgré la valeur de LL moins bonne. Néanmoins, même en faisant ce choix, l'adéquation entre âge AFT observé et prédit reste plutôt mauvaise.

Ce qui ressort de ces modélisations est que l'histoire « simple » d'un réchauffement pendant le Crétacé jusqu'à la fin du Paléogène n'est pas forcément la solution la plus vraisemblable (Fig. V-5), et une histoire plus complexe peut être envisagée. Déterminer plus précisément une histoire thermique pour cet échantillon nécessiterait plus de données AHe pour confirmer cette complexité.

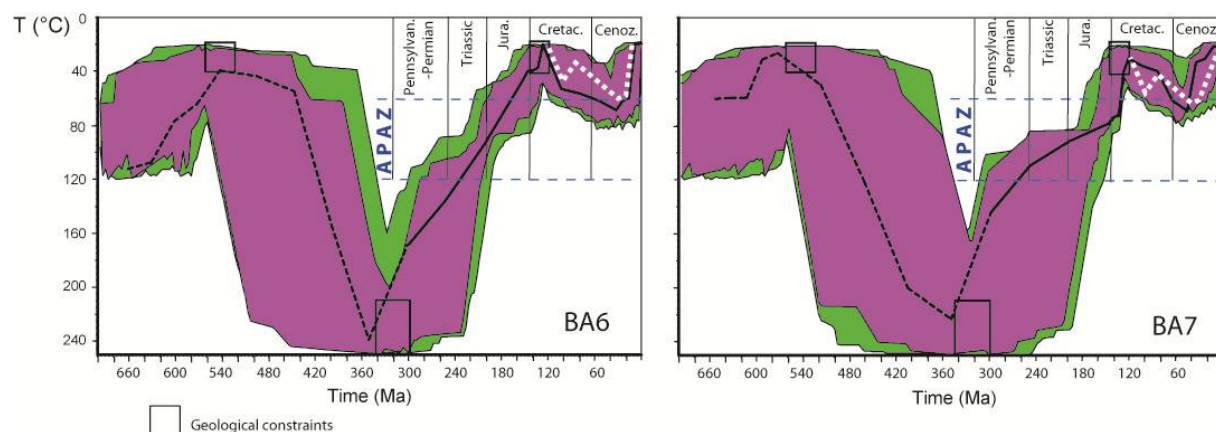


Figure V-5 : Histoires thermiques tirées de Oukassou et al. (2013) pour la boutonnière de Bou Azzer. Ont été ajoutées en lignes blanches pointillées les possibles corrections à prendre en compte suivant les résultats obtenus (HT4).

V.2.B. Echantillon du Draa

Il n'y a actuellement pas de données TBT publiées sur la boutonnière du Draa, au Sud-ouest de l'Anti-Atlas. Les modélisations présentées ici sont les premières d'un jeu de données non achevé. Les âges AHe apparaissent groupés (Fig. V-2). Aucun âge corrigé de l'éjection n'est plus jeune que 113 Ma et les âges sont donc significativement différents de ceux de la boutonnière de Bou Azzer, qui s'échelonnaient de 30 à 150 Ma. En effet, des âges si vieux tendent à se rattacher à l'événement d'exhumation Jurassique/Crétacé déjà enregistré dans le reste de l'Anti-Atlas (Fig. IV-8 et références incluses ; Oukassou et al., 2013). Le logiciel QTQt a été utilisé pour modéliser les histoires thermiques, avec deux contraintes : (1) les âges traces de fission sur zircon attestent de température

supérieures à 140°C pour les boutonnières de l'Ouest de l'Anti-Atlas (Sebti et al., 2009) et (2) une contrainte sur la présence des échantillons à proximité de la surface au Crétacé inférieur étant donné la discordance des dépôts détritiques de cet âge discordants sur le socle dans cette région. Les résultats de ces modélisations sont présentés dans la figure V-6 ci-dessous. Une contrainte supplémentaire avec réchauffement post-Crétacé inférieur a été testée.

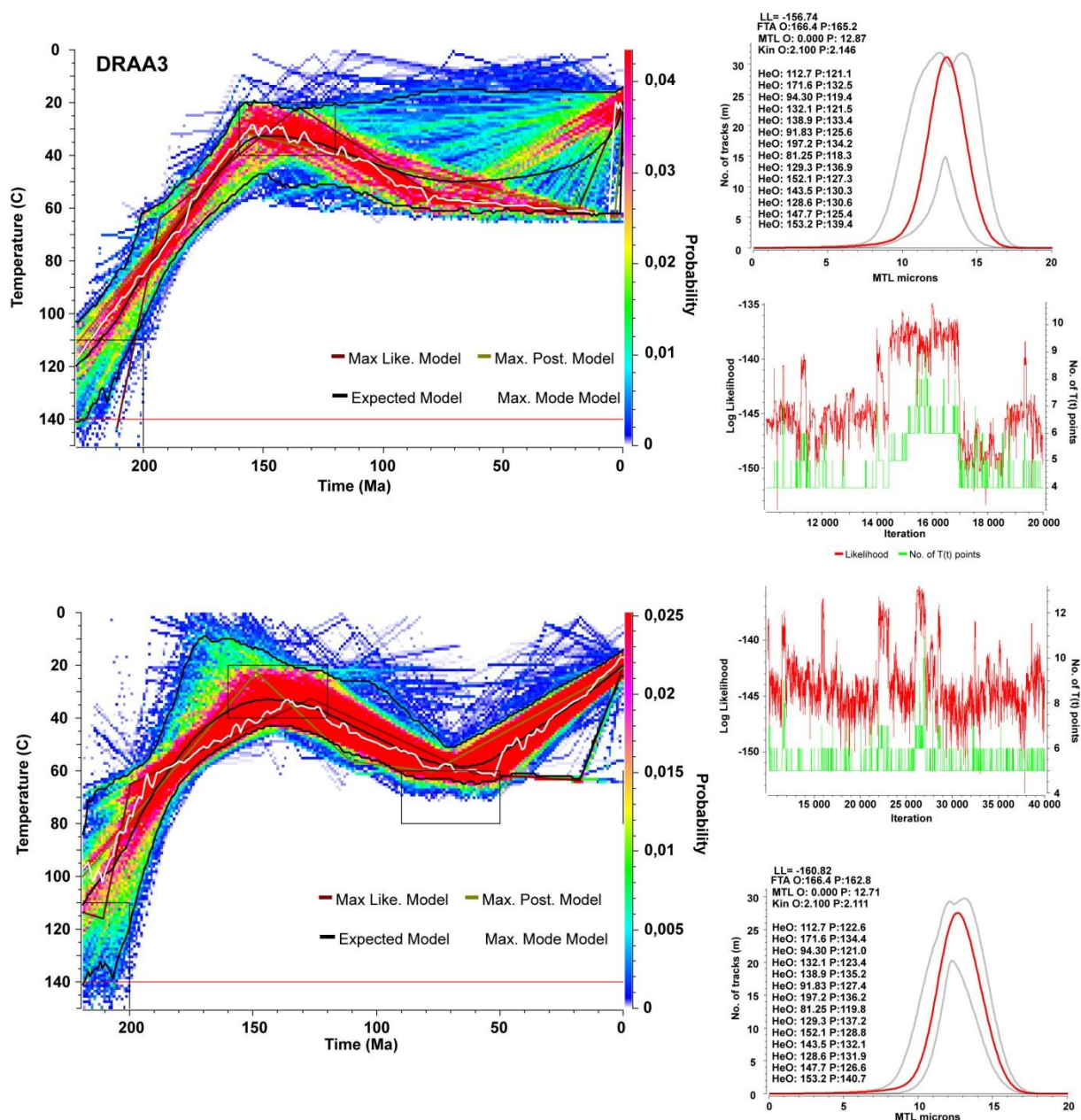


Figure V-6 : Modélisations thermiques pour l'échantillon DRAA3. En haut sont utilisées les deux contraintes initiales. La solution est peu stable et le modèle moyen (« expected model ») montre un réchauffement limité après la transition Jurassique/Crétacé. Ensuite, dans la partie basse de la figure, a été ajoutée la contrainte du réchauffement post-Crétacé inférieur, jusque 60°C pour vérifier la possibilité de meilleures prédictions. La solution est plus stable avec des valeurs de LL similaires.

La première modélisation produit une histoire thermique proche de ce qui est déjà connu dans l'Anti-Atlas occidental (Ruiz et al., 2011). Cependant, la solution obtenue n'est pas stable (Fig. V-6) et l'histoire thermique moyenne (« expected model », en ligne noire continue) montre un léger réchauffement du Crétacé supérieur au Paléogène jusque 50-60°C. J'ai ensuite ajouté une contrainte pour vérifier la validité du réchauffement jusqu'à des températures d'au minimum 60°C. La solution est cette fois plus stable (graphique en bas à droite, Fig. V-6) et témoigne d'un réchauffement relativement limité atteignant 50-60°C au maximum. Ce dernier fait écho aux résultats déjà obtenus pour l'Anti-Atlas occidental et central (Ruiz et al., 2011 ; Oukassou et al., 2013).

En ce qui concerne la distance des échantillons par rapport à la marge passive, l'échantillon du Draa est en position similaire à ceux étudiés dans la partie ouest du Bouclier Reguibat. Les modélisations de l'échantillon du Draa montrent des similitudes avec ceux du domaine sud du Bouclier Reguibat occidental (groupe TAS) mais diffèrent de celles du domaine nord du Bouclier Reguibat occidental (Fig. IV-2,-6) en termes d'événements de réchauffement/refroidissement. De son côté, l'échantillon BA16 peut être comparé à ceux du domaine central de Reguibat (Fig. V-3, IV-33,-34). Ces similitudes pointent du doigt l'évolution régionale cohérente de tout le Nord du COA pendant le Méso-Cénozoïque. Le TLDB pourrait s'être comporté de façon différente comme le suggèrent les échantillons du domaine nord du Bouclier Reguibat occidental, révélant un potentiel comportement plus « mobile » de ce bassin construit sur une lithosphère amincie.

Enfin, au Nord de l'Anti-Atlas commence le domaine alpin atlasique, au sein duquel sont bien visibles les manifestations tectoniques liées à la convergence Afrique/Europe au Cénozoïque. Une étude détaillée de ces déformations est menée dans la section suivante afin de proposer une évolution cohérente depuis le craton vers sa bordure nord.

V.2.L'avant-pays sud du Haut Atlas de Marrakech dans la région d'Imini

Dans ce qui suit, je présente les résultats de deux missions de terrains effectuées dans l'avant-pays sud du Haut Atlas de Marrakech, dans la région d'Imini. La première mission a été menée en mars 2012, la seconde en avril 2014. Le but de celles-ci était d'apporter de nouvelles contraintes sur la chronologie de déformation pendant la mise en place de la chaîne de l'Atlas au Maroc au Cénozoïque, qui reste un problème débattu. Cela permet également de comparer cette évolution à ce qui est obtenu dans le craton plus au Sud. Je présente dans un premier temps le manuscrit d'un article soumis à *Journal of African Earth Science* le 11/02/2015, et dans un deuxième temps j'apporte quelques éléments de discussion supplémentaires ainsi qu'un résumé des données TBT existantes dans cette région du Haut Atlas de Marrakech.

V.2.A. The three main steps of the Atlas building in Morocco: structural evidences from the southern foreland, Imini area (article 3)

Rémi Leprêtre, Yves Missenard, Bertrand Saint-Bezar, Jocelyn Barbarand, Guillaume Delpech, UMR CNRS 8148 IDES, Bâtiment 504, Université Paris Sud -11, 91405 Orsay Cedex, France.

Johan Yans, Augustin De Coninck, FUNDP, UCL-Namur, Dpt de géologie, 61 rue de Bruxelles, 5000 Namur, Belgique.

Omar Saddiqi, Laboratoire Géosciences, Faculté des Sciences, Université Hassan II Aïn Chock, BP. 5366 Maârif, Casablanca, Maroc, Morocco.

Abstract

The timing of Cenozoic deformation in the intraplate orogen of the High Atlas of Morocco is still a matter of debate. In this work, this deformation schedule has been studied in the southern foreland of the Marrakech High Atlas. Through a structural approach and the mapping of the Cenomanian-Turonian layer, we propose a coherent chronology of deformation that proceeded in three stages: (i) a Late Eocene event that set local and minor structures, barely visible nowadays, but important enough to trigger the record of a first detrital pulse; (ii) an Early(?)–Middle Miocene event that is not related to important shortening, setting gravity “sheets” that provoke cover deformation and feed a second detrital pulse; (iii) a Late Pliocene-Quaternary event that is mainly seen through the activity of basement features like the South Atlas Front of the Imini Fault in our studied area and

reworks earlier structures. This schedule can partially fit to the geodynamic changes occurring in the western Mediterranean realm during the Cenozoic. Specifically, the Early(?)–Middle Miocene stage of deformation is suggested to be intrinsic to Morocco only.

1. Introduction

The active plate boundary between Africa and Europe is complex and mixes large-scale tectonic structures located either at the locus of the plate boundary (e.g. the Alps), or in regions where this boundary is more diffuse, with the setting of intraplate tectonic structures (e.g. the Pyrenees, the Atlas) (see Ziegler et al., 1995 for a review of alpine Europe). The intraplate Atlas system results from the inversion of Triassic-Jurassic basins during the Cenozoic across the whole Maghreb area, but is geomorphologically distinct in Morocco compared to Algeria and Tunisia. In Morocco, peaks culminating at more than 4000 m in its western domain (Jbel Toubkal, 4167 m and Jbel Mgoun, 4071 m, Fig. V-7) and the lack of crustal root led several authors to propose that an upper mantle anomaly (lithospheric thinning) supports the relief (Seber et al., 1996; Zeyen et al., 2005; Teixell et al., 2005; Missenard et al., 2006; Fullea et al., 2007). The lithospheric thinning is thought to be superimposed to the Anti-Atlas, the High Atlas of Marrakech and the Middle Atlas (Fig. V-7A) and partly explains the high topography of the Atlas belt in Morocco (Teixell et al., 2005; Missenard et al., 2006; Fullea et al., 2007, 2010; Jiménez-Munt et al., 2011). Thus, the Atlas building of Morocco results from the Cenozoic tectonic inversion but was also imprinted by the lithospheric thinning which is not evidenced in the eastern Maghreb. This led to a thermal uplift that dismantled foreland basins, partly removing the sedimentary record of tectonic events. This particularity significantly challenges the reconstruction of a proper tectonic schedule in Morocco.

In Algeria and Tunisia subsurface data (seismic lines and boreholes) clearly show unconformities between Eocene and Oligocene, and between Pliocene and Pleistocene (Vially et al., 1994; Mekireche et al., 1998). Accordingly, several authors proposed kinematics comprehensive history with a two-step chronology beginning with a first step – the so-called “Atlasic phase” (Laffite, 1939) during Late Eocene, followed by a “quiescent” phase until a second Plio-Pleistocene phase (Frizon de Lamotte et al., 2000). In Morocco, the chronology is still debated: are the two steps identified eastward also relevant in Morocco, as suggested by Görler et al. (1988), Frizon de Lamotte et al. (2000), El Harfi et al. (1996, 2001) or was the High Atlas built from a single tectonic episode during Neogene times, as proposed by Morel et al. (1993), Beauchamp et al. (1999), Bennami et al. (2001), Teson and Teixell (2008), Teson et al. (2010)?

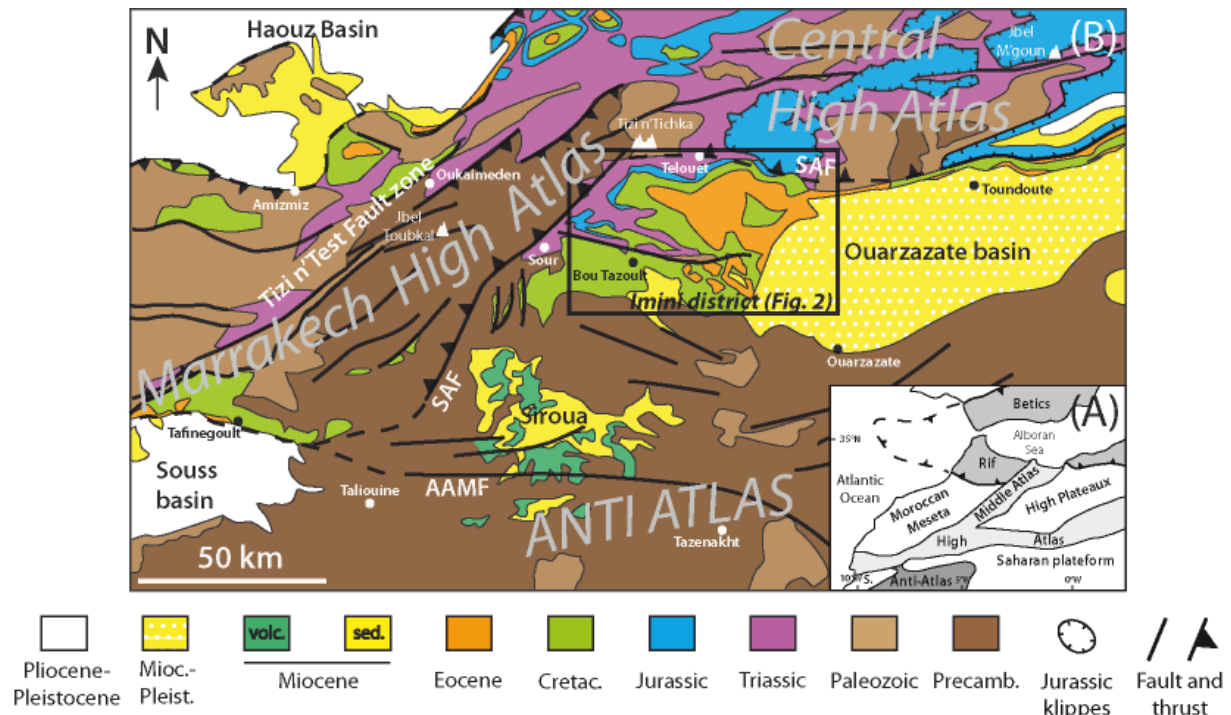


Figure V-7 : (A) Geodynamic situation of the Atlas in the Western Mediterranean frame (modified from Frizon de Lamotte et al., 2000). (B) Schematic geological map of the studied part of the Atlas orogen and localization of figure V-8. SAF: South Atlas Front; AAMF: Anti-Atlas Major Fault.

The present study focuses on the High Atlas Belt of Morocco (Fig. V-7). We investigated the Imini district, situated south of the Marrakech High Atlas (Fig. V-7B). This region is located at the crossroad between the Variscan fold-and-thrust belt of the Anti-Atlas, the uplifted basement of the Marrakech High Atlas, the Neogene Siroua (or Sirwa) volcano and the Ouarzazate basin (Saddiqi et al., 2011) (Fig. V-7B). The area is well known for its economic manganese ore deposit (Pouit, 1964; Gutzmer et al., 2006; Dekoninck et al., accepted manuscript), but has been poorly investigated from a structural point of view (Moret, 1931; Pouit, 1964; Errarhaoui, 1998; Missenard et al., 2007), maybe due to its low grade deformation: one can observe a monoclinical Cretaceous-Tertiary plateau (Imini plateau Fig.V-8) slightly inclined towards the south and limited to the north by the South Atlas Front (SAF, Fig. V-7B). The main outcropping feature is the E-W Imini anticline cored with Ordovician shales and surrounded by an apparently poorly deformed plateau of Meso-Cenozoic sedimentary rocks (Fig. V-8).

In this work, we present a structural analysis of the Imini district combining fieldwork and elevation maps of the Cenomanian-Turonian layer (CT layer), which is the most prominent benchmark of the region. These new data reveal that the tectonic history in the Atlas of Morocco is more complex than elsewhere in Maghreb with the occurrence of three distinct Cenozoic tectonic events, separated by apparent quiescent phases. The peculiar position of the Moroccan Atlas with respect to the rest of the Atlas belt in Maghreb is then discussed in the light of these results.

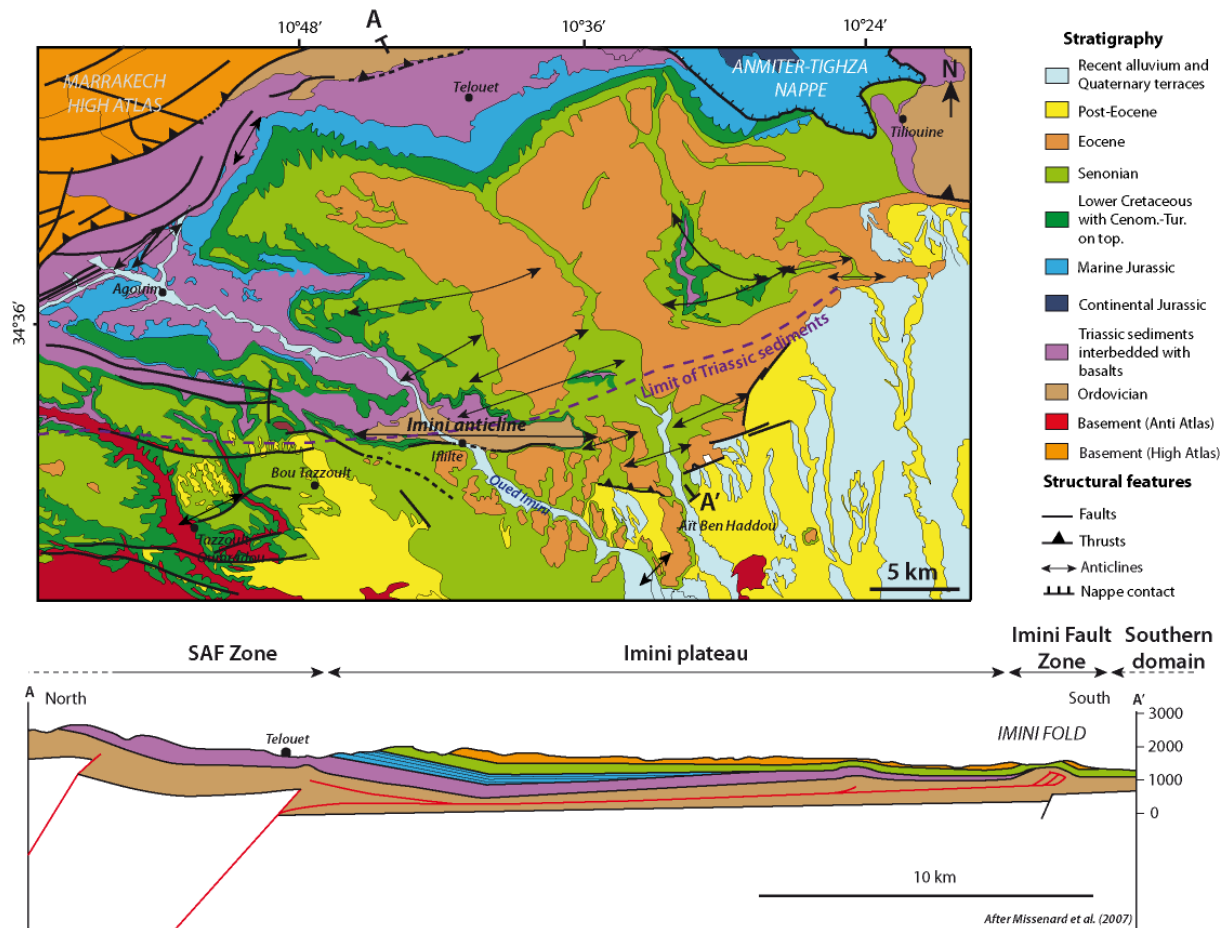


Figure V-8 : Structural map of the Imini area, modified after the Geological map of Morocco, scale 1:200,000, sheet Ouarzazate, and Rhalmi (1992). Cross-section is modified after Missenard et al. (2007).

2. Geological setting

2.1. High Atlas– South Atlas Front

The Triassic-Liassic rifting events are the prelude of the opening of the Neo-Tethys and Atlantic oceans (Medina et al., 1991; Le Roy et al., 1997; Hafid et al., 2006; El Arabi et al., 2003; El Arabi et al., 2006; El Arabi, 2007). In Morocco, the basins are filled by Triassic red coarse clastic sediments, interbedded with evaporitic levels and basaltic flows. Deposition of massive carbonates occurred during Early to Middle Jurassic (Choubert and Faure-Muret, 1962; Jacobshagen et al., 1988; Jabour et al., 2004; Laville et al., 2004 and references therein for the Atlas rifting). The Bathonian-Barremian interval corresponds to the deposition of continental red beds probably over the whole Morocco (Faure-Muret and Choubert, 1971; Charrière et al., 1994; Charrière et al., 2005; Haddoumi et al., 2008; Haddoumi et al., 2010). In contrast, the Cenomanian-Turonian shows a major transgression over north-west Africa with the extensive deposition of shallow water carbonates (Zouhri et al., 2008 and references therein). The Coniacian to Paleocene time is dominated by continental influences including evaporitic redbed deposits (Wurster and Stets, 1982; Ennsin, 1992;

Charrière, 1996; Charrière et al., 1998; Ettachfini et al., 2005; Haddoumi et al., 2008; Michard et al., 2011). The end of Cretaceous and Cenozoic times corresponds to the beginning of the orogenic processes, linked to the convergence of Africa toward Europe. The timing of this inversion is still highly debated between two main models: a single phase or a two steps orogeny.

There is a consensus that the Atlas system in Morocco (Fig. V-7A) mainly results from the Cenozoic inversion of the Triassic-Jurassic basins describe above (Mattaue et al., 1977; Dewey et al., 1989; Frizon de Lamotte et al., 2000; Hafid et al., 2006; El Arabi, 2007). The role of a Mesozoic transpressional event was put forward by some authors (Piqué et al., 2002; Laville et al., 2004), but discarded on the basis of field and seismic profile evidence (Frizon de Lamotte et al., 2008, and reference therein; Michard et al., 2011). The high elevation of the belt, particularly in its western part, results from the influence of an upper mantle anomaly coevally to the convergence between Africa and Europe (Teixell et al., 2005; Zeyen et al., 2005; Missenard et al., 2006; Fullea et al., 2007).

The orogen is bounded to the south by the South Atlas Front (SAF), a crustal scale fault partly superimposed on older Variscan faults on its western part (the Tizi n'Test fault zone, see Proust et al., 1977; Ouanaimi and Petit, 1992; Qarbous et al., 2003; Qarbous et al., 2008; Michard et al., 2008). The SAF was probably the main southern boundary of the Mesozoic rift, likely controlling the Mesozoic sedimentation, as witnessed by the weak thickness and extension of the Jurassic and Triassic formations southward. Along the SAF, deformation style strongly varies, as synthesized by Missenard et al. (2007): to the west, in the Souss basin, large anticlines due to decollement levels in Lower Paleozoic and high-angle reverse faults coexist with small folds developed through shallower Coniacian-Maastrichtian ("Senonian") levels. Eastward, the SAF limits the Marrakech High Atlas from the Siroua Precambrian high plateau (Fig. V-7B), and may represent a relay zone between the SAF and the Anti-Atlas Major Fault (Frizon de Lamotte et al., 2008; Fig. V-7B). The Imini district with Cretaceous-Tertiary, Sub-Saharan type formations (Zouhri et al., 2008) is thought to be a large triangle zone, controlled by décollements in Lower Paleozoic shales (Missenard et al., 2007; Figure V-8). In this region, the SAF follows a N50°-60° orientation to the west, whereas it becomes E-W northward in the Tizi n'Tichka area (Fig. 1B, and Saddiqi et al., 2011, their cross-section fig. 1.10). The SAF then extends along the northern limit of the Ouarzazate Basin (Figure V-7B). The Ouarzazate Basin is filled by Upper Cretaceous and Cenozoic sediments up to 1200 m-thick (El Harfi et al., 2001; Tabuce et al., 2005) and lies at high elevation (>1300 m). Following a global transgressive trend during Senonian to Eocene including marine deposits, thick continental beds end the stratigraphic record. The Ouarzazate Basin undergoes deformation on its northern edge with imbricate fans on its western part (Errarhaoui, 1998; Beauchamp et al., 1999; Benammi et al., 2001; Teson, 2005; Teson and Teixell, 2008), whereas eastern regions of the southern foreland show tip-line folds (Saint-Bézar

et al., 1998). Various decollement levels are activated such as “Senonian” gypsum and Late Triassic-Early Liassic evaporites (Missenard et al., 2007; Frizon de Lamotte et al., 2008).

2.2. Imini district

In the Imini district (Fig. V-8), the sedimentary cover begins with a basal sequence of Triassic clastic beds interbedded with basalt flows (El Arabi, 1988, 2007) dated from ca. 200 to 195 Ma (with ^{40}Ar - ^{39}Ar ; see Marzoli et al., 2004; Nomade et al., 2007; Verati et al., 2007). Triassic beds, as well as overlying Liassic limestones, are pinched out southward, following a roughly E-W limit (Fig. V-8), which becomes ENE-WSW eastward. The “Infracenomanian” redbeds (Upper Jurassic to probably Lower Cretaceous) are constituted by a clastic, reddish formation, unconformably lying on top of Triassic, Liassic or Precambrian formations, and directly capped by the Cenomanian-Turonian (CT) dolostones. The CT formation, that mostly controls the topography of this area, has been studied by Rhalmi (1992, 2000). It consists of a highly dolomitized limestone level, with quite constant thickness (10-15 m). Senonian layers (ca. 400 m thick) show interbedded sandstones, red clays and gypsum beds. Paleocene-Middle Eocene lies on the top and forms a second benchmark (>100 m-thick), with marine carbonate and siliciclastic-carbonate facies (Choubert, 1970). Lastly, Miocene lacustrine limestones and conglomerates (Pouit, 1964) outcrop to the south and to the east of the Imini anticline. Oligocene deposits are not recognized in this region of Morocco. Southward, Paleozoic and Precambrian formations outcrop in the Anti-Atlas, due to the erosion of a previous thin Mesozoic-Cenozoic cover (Ruiz et al., 2011; Oukassou et al., 2013).

Two main fault system strikes can be distinguished in the Imini area: a NE-SW to E-W striking group and a N110°-N130° striking group in the area (Fig. V-7B,-8). The SAF adopts a NE-SW orientation in the west and changes to a more E-W orientation in the north. Faults parallel to this orientation are well represented by NE-SW and E-W faults and thrusts (Fig. V-8). For example, a NE-SW to N70° fault system is well-represented east of the Imini anticline (Fig. V-8). In the south, the roughly E-W Anti-Atlas Major Fault (AAMF, Fig. 1B) is a major Variscan tectonic structure of the area (Choubert, 1963; Ennih et al., 2001; Ennih and Liégeois, 2001; Gasquet et al., 2008) and in the Anti-Atlas basement E-W to N130° faults are well represented (Fig. V-7B,-8). These faults could account for a portion of the Cenozoic inversion.

3. Methodology - CT mapping

In addition to the structural data acquired on the field and processed with WinTensor program (Delvaux and Sperner, 2003), an elevation map of the CT layer have been performed by using a DEM based on DigitalGlobe data with the Surfer9 software. We have targeted the CT surface of the Imini plateau where deformations have been observed and we have digitized elevations of the CT outcrops. Where the CT was buried under Senonian to Eocene series, reference levels have been digitized, and corrected from their thickness relative to the CT. These corrections assume the hypothesis of isopach layers for Senonian and younger units, which was previously verified by extensive studies (Rhalmi, 1992, 2000).

Various methods of gridding have been tested in order to obtain the best spatial likelihood to the imaged structures. We have tested minimum curvature, triangulation with linear interpolation and kriging gridding methods. The minimum curvature method seeks a "mean surface" and ignores some data. Moreover, it extrapolates over the surface limited by the data points, sometimes emphasizing non-existing trends. On the opposite, kriging and triangulation with linear interpolation are exact interpolators. The main difference between these two methods is the ability of the kriging method to extrapolate over the limits of data points, as the minimum curvature method does. Consequently, we have chosen the triangulation with linear interpolation gridding method. Details about this gridding method can be found in Lawson (1977), Lee and Schatchter (1980), and Guibas and Stolfi (1985).

The resulting elevation maps allow us to observe deformation trends, and compare them to the fieldwork studied structures. Three areas have been mapped and are presented in the following section, together with the fieldwork observations.

4. Results

In the following section, we present the fieldwork observations and CT elevation maps. Three main domains have been distinguished, from south to north (Fig. V-8,-9): (1) a southern domain, poorly deformed and bounded to the North by the "Imini Fault Zone" which extends from Sour to the Imini anticline and becomes NE-SW eastward joining the SAF (Fig. 1, 2); (2) the tilted Cretaceous-Tertiary Imini plateau, apparently poorly deformed; (3) the SAF zone.

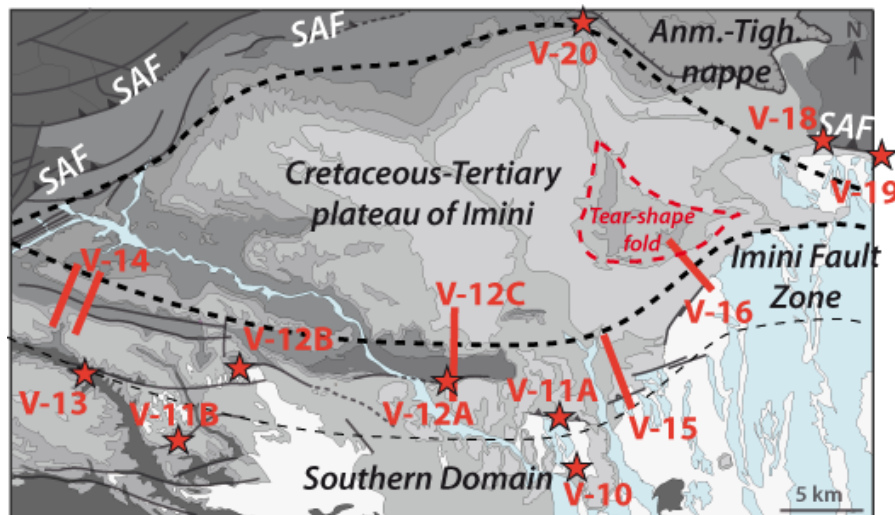


Figure V-9 : Locations of the outcrops and cross-sections of this study. The geological map of Fig. V-8 is grayscale in the background. The Imini area has been divided into three structural domains: (1) A southern domain, with a southernmost poorly deformed part and an approximately E-W faulted zone, the Imini Fault Zone, (2) an intermediate domain, the Cretaceous-Tertiary Imini plateau and (3) the SAF zone and the Jurassic "nappe" of Anm.-Tighza (Anm.-Tigh. nappe). Red stars and lines indicate outcrops for each figure. Red dotted line locates the tear-shaped anticline described in section 5.2.2.

4.1. Southern domain

4.1.1. Relationships between Miocene-Pliocene formations and older ones - Paleoreliefs

In the southern domain, some scarce deformations can be observed. The Miocene-Pliocene formations often fill large geomorphological depressions. We observed their contact onto older formations close to the Anti-Atlas basement in the South (Fig. V-8). At a regional scale (Fig. V-8), the Miocene-Pliocene formations rest unconformably onto the older ones (basement and Senonian-Eocene). This unconformity corresponds to an erosional surface, as observed in the field (Fig. V-10A, B): these outcrops show that Miocene-Pliocene formations fill geomorphological depressions in the Senonian-Eocene units. Furthermore, the Miocene-Pliocene formations overflow the Eocene layer that shapes the reliefs (Fig. V-10C). The real thicknesses and extent reached by the Miocene-Pliocene formations are unknown, since they are capped in many places by erosive quaternary terraces and extensively eroded.

In the southern domain, tectonic structures are scattered. For example, in the north of the southern domain, a small E-W thrust is observed and involves the Senonian and Eocene formations, thrusting onto the Miocene-Pliocene ones (Fig. V-11A). Simple systems of folds and thrusts explain the tectonic structures along this small E-W "front". Even with this small thrust, all compressive structures in this "southern domain" accommodate very small shortening. To the northwest, close to Bou Tazzoult (Fig. V-8, -11B) a NE-SW fold affects the CT and Senonian layers that crop out, through an inverse fault. Here, the sedimentary cover is very thin and the deformation affects the basement,

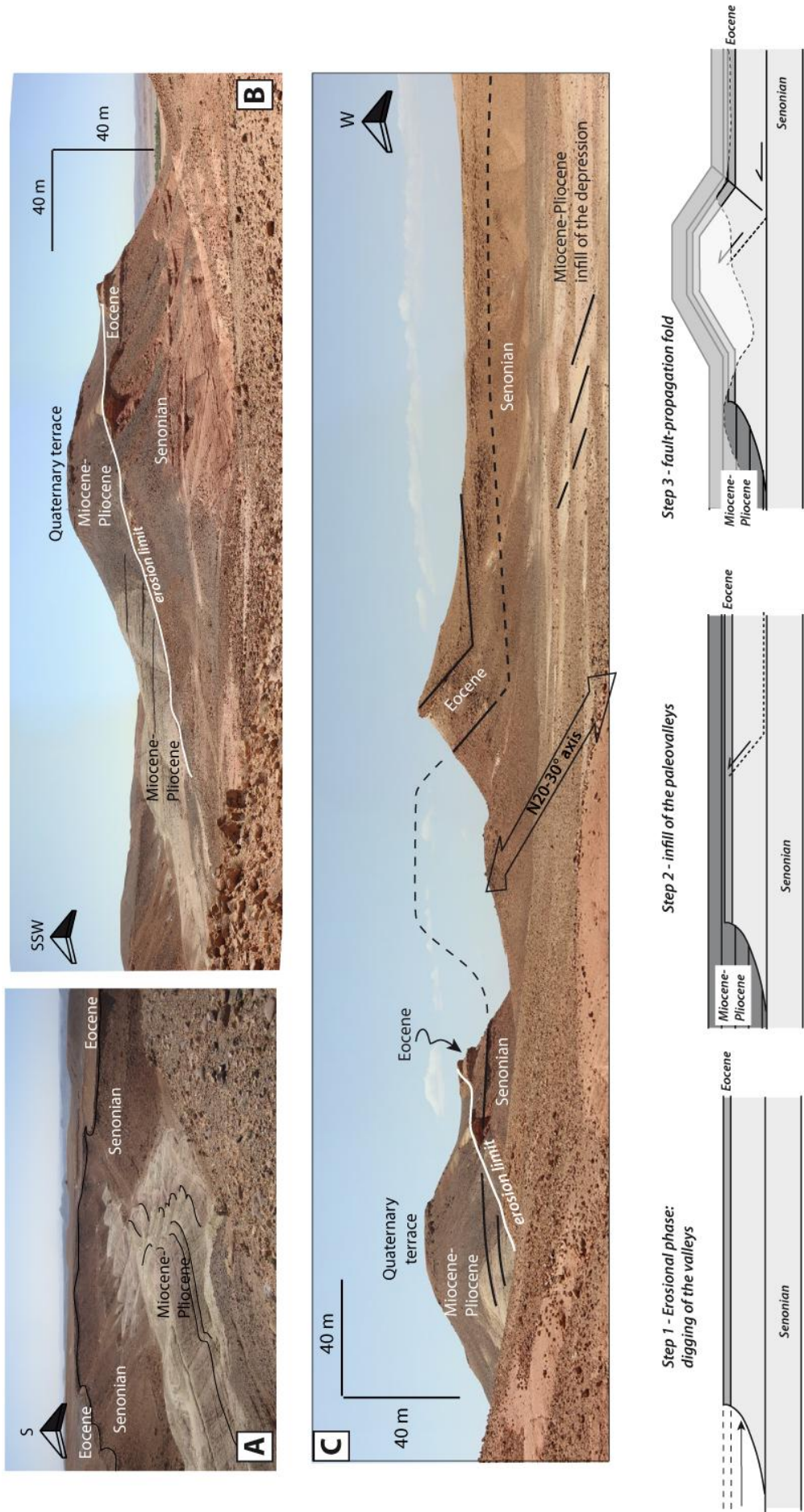


Figure V-10 : Paleovalleys filled by Miocene-Pliocene formations. (A) The Senonian and Eocene sedimentary cover is dissected by the Miocene-Pliocene formations that lie geometrically coherent with the underlying older ones. (B) View of the infill by Miocene-Pliocene formations inside a paleovalley. (C) Folding of the Senonian to Miocene-Pliocene formations with schematic explanation. Dashed line represents the present erosion profile. Location is indicated in figure V-9.

setting a fold with a steeper forelimb compared to the almost flat backlimb. This NE-SW strike is parallel to the orientation of the SAF westward of this location (Fig. V-7B,-8). Also, isolated small folded structures, with a $N20^{\circ}-30^{\circ}$ to NE-SW axis deform the Senonian-Eocene formations and even Miocene-Pliocene ones (Fig. V-10). Shortening on these structures is similarly small across the whole southern area.

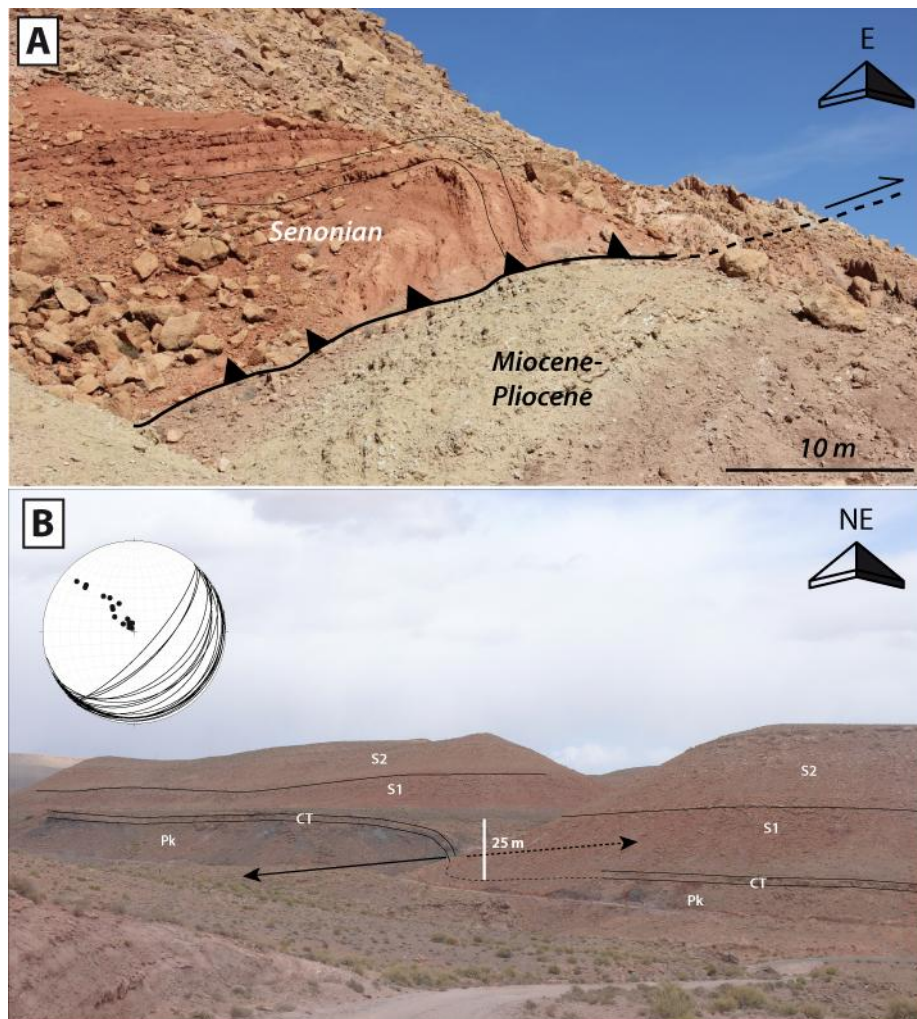


Figure V-11 : Deformations in the southern domain. (A) Folded Senonian layers over a thrust folding Miocene-Pliocene formations. (B) Folding of CT and "Senonian" formations, south-west of the Imini anticline, location on Fig. V-8. Stereogram is presented with poles from the various stratigraphic planes. Measurements were made all along the curvature, in "Senonian" and CT formations. Pk. Precambrian, CT. Cenomanian-Turonian, S1. Lower portion of the "Senonian", S2. Upper portion of the "Senonian". Location is indicated in figure V-9.

4.1.2. The Imini Fault Zone

This fault zone concentrates the main deformation of the southern domain, whose best illustration is the Imini anticline (Fig. V-8), which extends westward until Sour (Fig. V-7B). Along this globally E-W path (Fig. V-9), structures show various deformation types.

Inside the Imini anticline, east of Iflilte (Fig. V-8), the southern flank exposes Ordovician green shales, thrusting verticalized Senonian beds (Fig. V-12A). Roughly parallel to the Senonian beds, thick barite veins striking $N90^{\circ}$ - 100° and dipping $N50^{\circ}$ mark the presence of the thrust fault. In the westernmost part of the Imini anticline (Fig. V-8), the Triassic and "Infracenomanian" formations are brought onto Miocene-Pliocene subhorizontal deposits due to a north dipping reverse fault (Fig. V-12B). This fault, striking $N90^{\circ}$, extends eastward and changes to a $N110^{\circ}$ direction, where it brings Triassic and "Infracenomanian" formations onto Senonian ones (Fig. V-8).

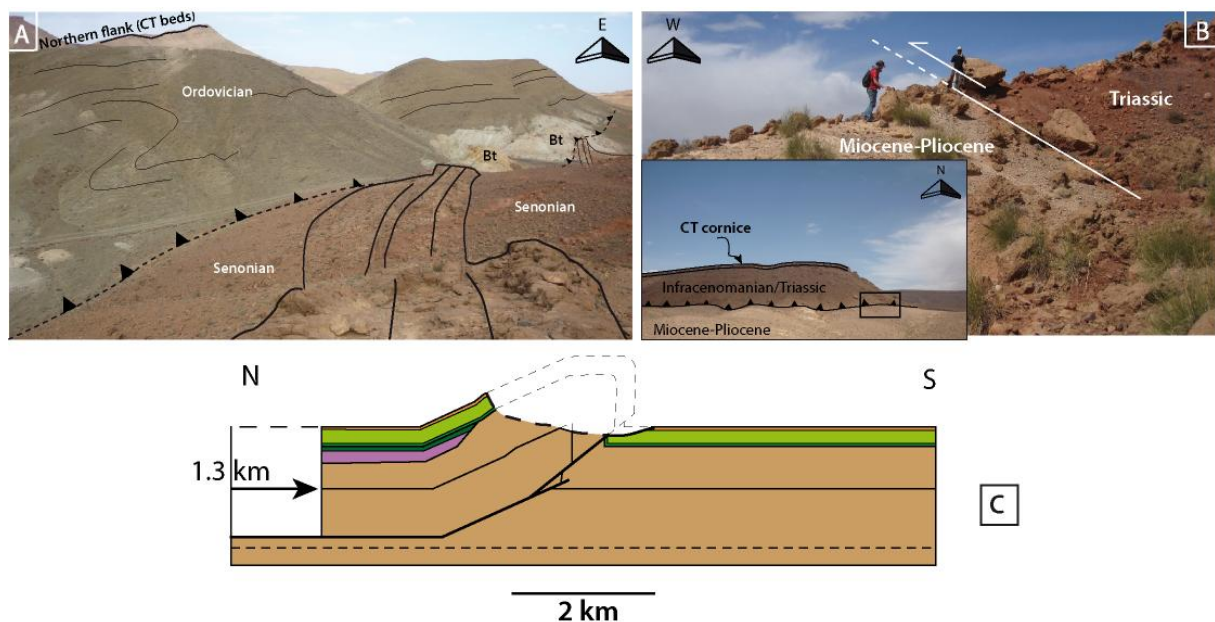


Figure V-12 : Imini anticline. (A) View of the Imini fault inside the Imini anticline, at its southern border. (B) Thrust of Infracenomanian/Triassic formations onto Miocene deposits, west of the Imini anticline. Small panorama, view from south. Photographic focus on the thrust, view from east. (C) N/S balanced cross-section inside the Imini anticline (approximately at the location of the photo (A)). Locations are indicated in figure V-9. Bt: Barite.

Westward, the Senonian series and the underlying basement (Precambrian rhyolites) are thrust onto the Senonian beds (Fig. V-13). The fault shows an $N110^{\circ}$ strike, changing to an E-W direction eastward (Fig. V-8,-9). Similarly further north, two $N110^{\circ}$ striking faults deform the cover (Fig. V-8) and are associated with two south verging folds (Fig. V-14).

The E-W fault of the Imini anticline (Fig. V-12) also extends eastward, where it becomes N70°, then NE-SW before probably joining the SAF (Fig. V-8). We examine two cross-sections in this eastern region, located on figure V-9. The first cross-section cuts across the N70° striking fault system (Fig. V-

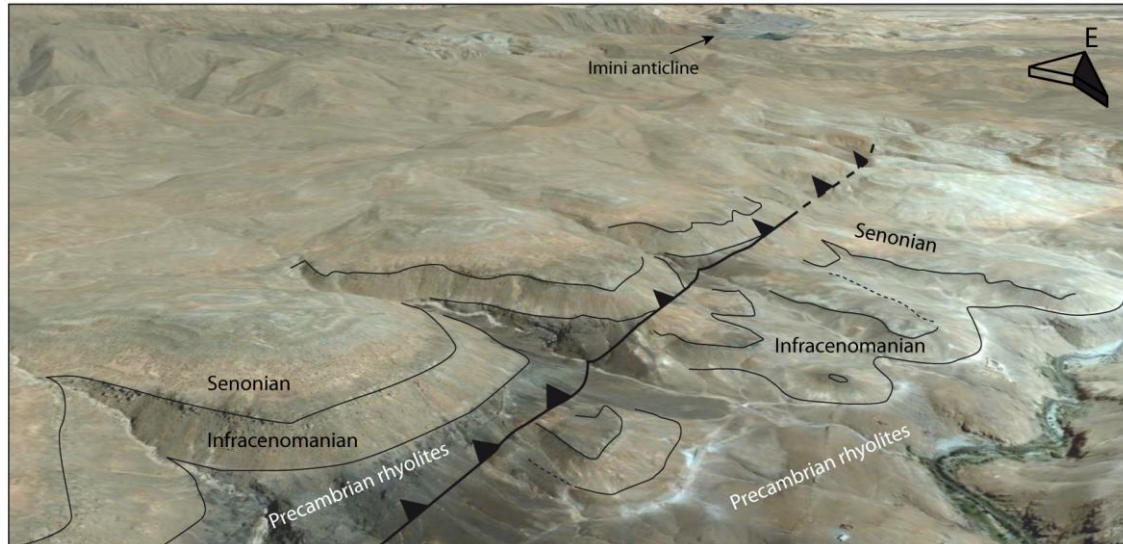


Figure V-13 : Oblique view from west, North of Tazzoult-Oumradou (GoogleEarth website). A fault cuts across the basement and its Cretaceous cover, duplicating the sedimentary succession. Location is indicated in figure V-9.

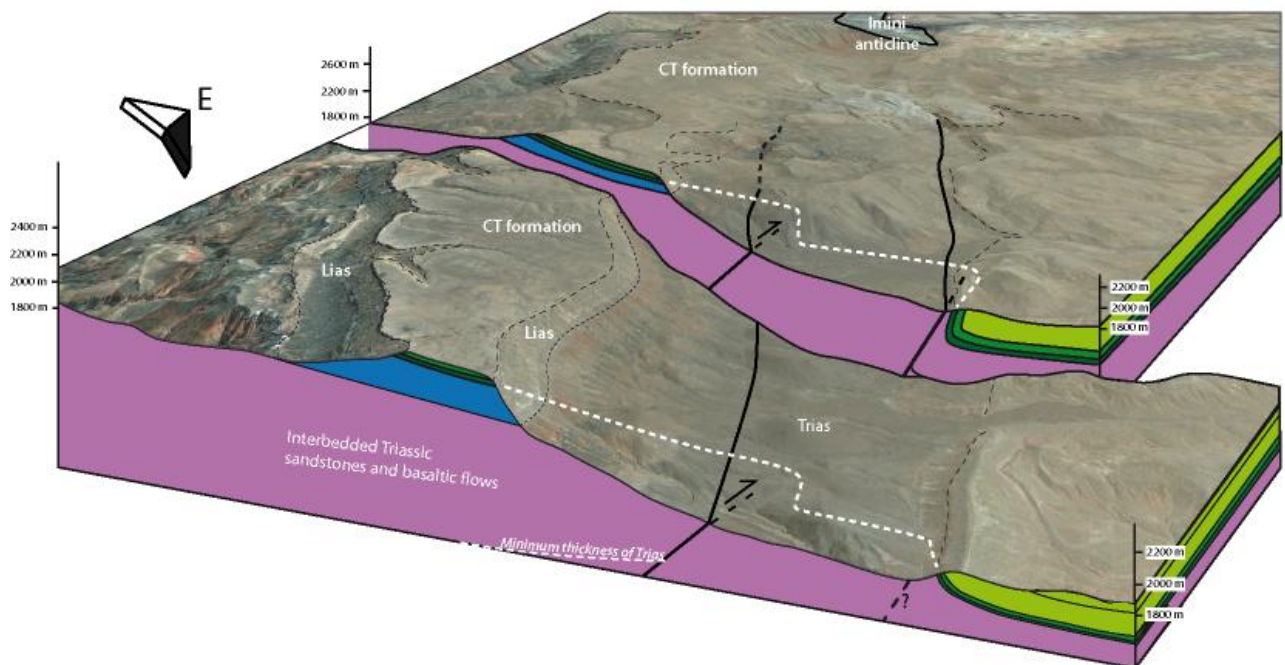


Figure V-14 : Oblique view from SW in the Tazzoult Oumradou valley (Fig. V-8). Cross-sections are drawn from two ENE-WSW transects to illustrate the drop in elevation from North to South, due to basement faults, with N°110 strikes (see Fig. V-8). Location is indicated in figure V-9.

9,-15A,B). In this area, the river flowing southward dissects the Imini anticline prolongation striking N70° (Fig. V-8). The main anticlinal structure involves the basement that crops out within the core. Locally, the main thrust fault emerges and leads to a weak throw (Fig. V-15A). The deformation extends southward through small-scale folds that likely result from gravity sliding using the weaker Senonian gypsum levels. The southern frontal fold involves the Miocene-Pliocene formations thrust by the Senonian-Eocene ones (Fig. V-15A, B).

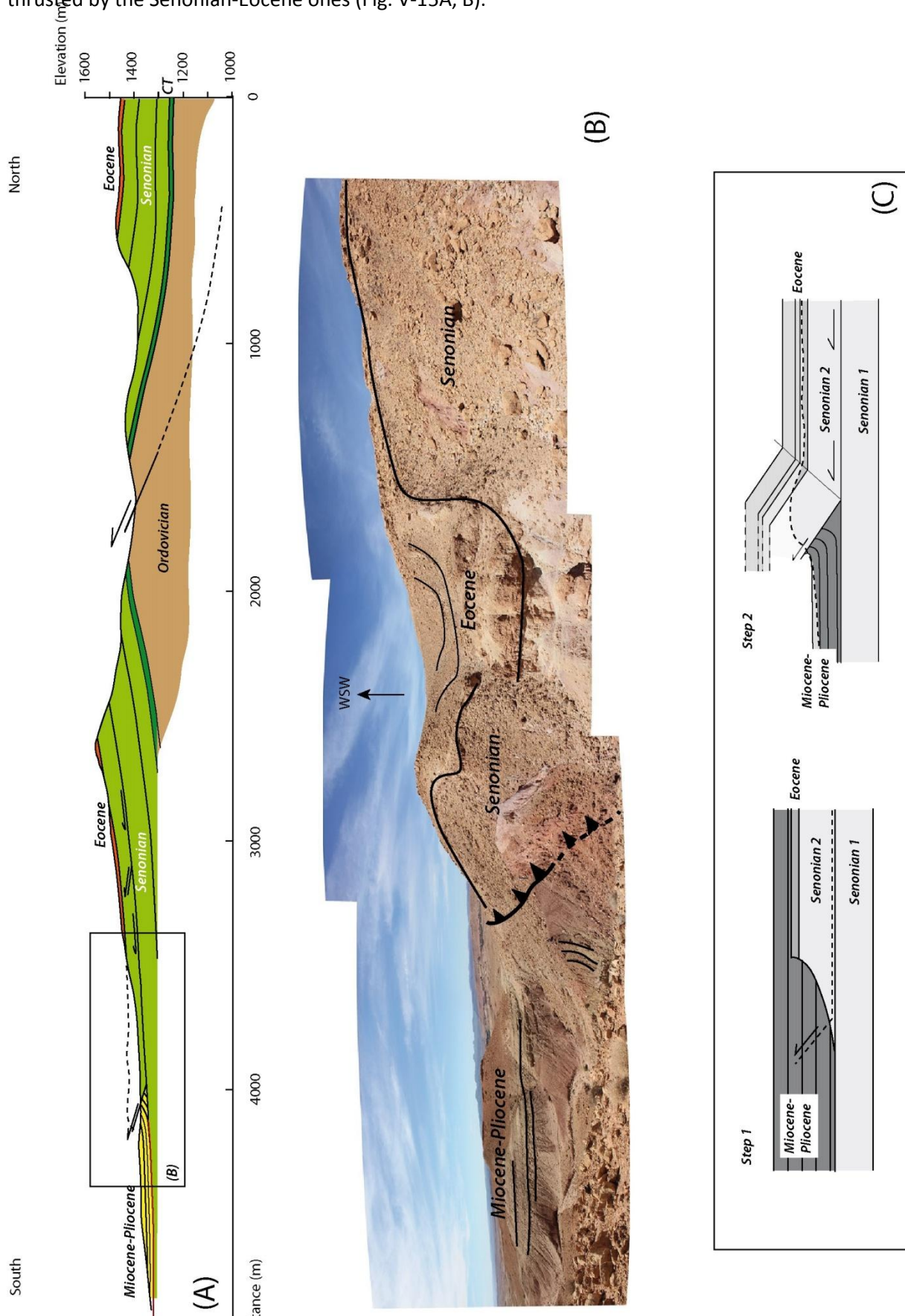


Figure V-15 : Eastward cross-section 1. (A) Interpretative cross-section. (B) Photography of a typical outcrop in the region of the emerging outward ramps. (C) Simple model explaining the geometry between Senonian-Eocene series and MP ones. Location is indicated in figure V-9.

The second cross-section is located northeast to the previous one (Fig. V-9,-16). A schematic geological map of the region is given in figure V-16A. The cross-section follows a NW-SE direction. It shows one principal reverse fault accounting for the main structure, i.e. the major doming of the topography in the northern part of the cross-section (Fig. V-16B, C). As we saw in figure V-15, the Senonian layers also underwent folding due to gravity sliding setting small-scale folds. The deformation is not transferred further south which seems to correlate with the underneath thinned Triassic layers. Miocene-Pliocene formations seem to be geometrically conformable onto the Eocene ones below and folded in the same way.

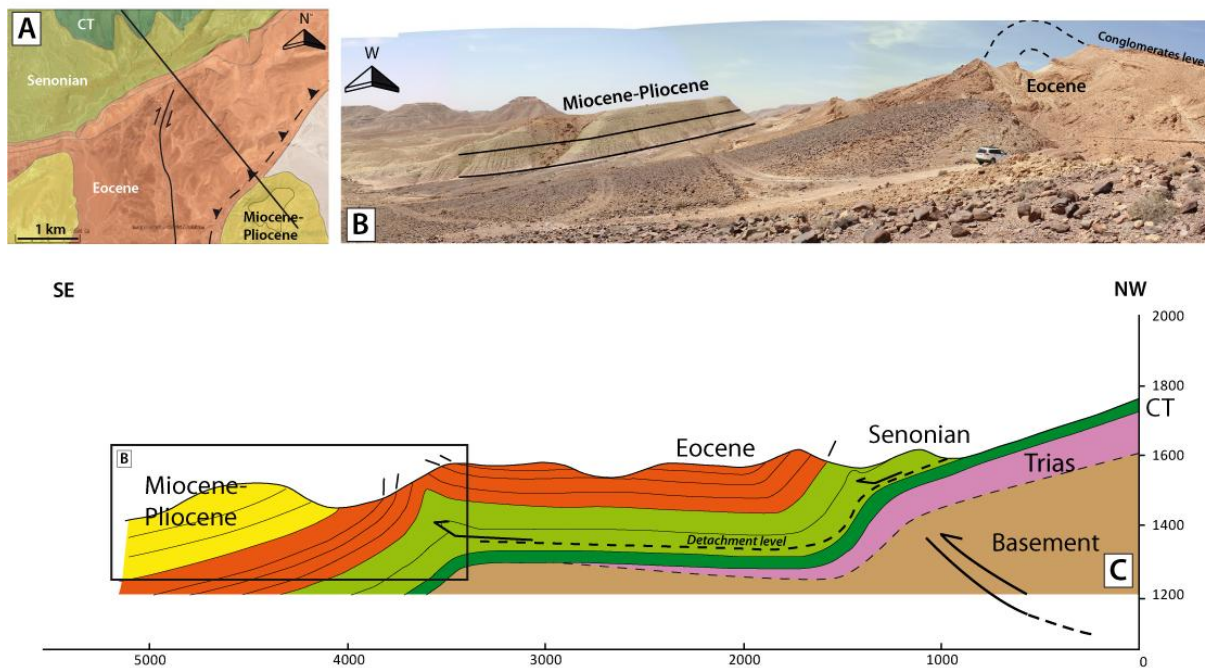


Figure V-16 : Eastward cross-section 2. (A) Geological map of the area where the cross-section is realized. Topographic bottom is extracted from GoogleEarth elevation data. (B) Cross-section interpreting the main outcropping features. Under the CT could lie very thin Triassic (see Fig. V-8) and thin "Infracenomanian" formations, but we have no evidences on the outcrops to confirm that. We therefore propose that it mechanically behaves as if the basement directly underlies the CT level. Locations are indicated in figure V-9.

South of the Imini Fault Zone (Fig. V-15,-16), the Miocene-Pliocene formations do not appear deformed and lie horizontally onto an intermediate Senonian level (Fig. V-15A, C). This configuration is similar to the one in figure V-10, where Miocene-Pliocene formations fill in old paleovalleys, and are subsequently locally deformed.

4.2. Imini plateau small-scale deformation (Fig. V-17)

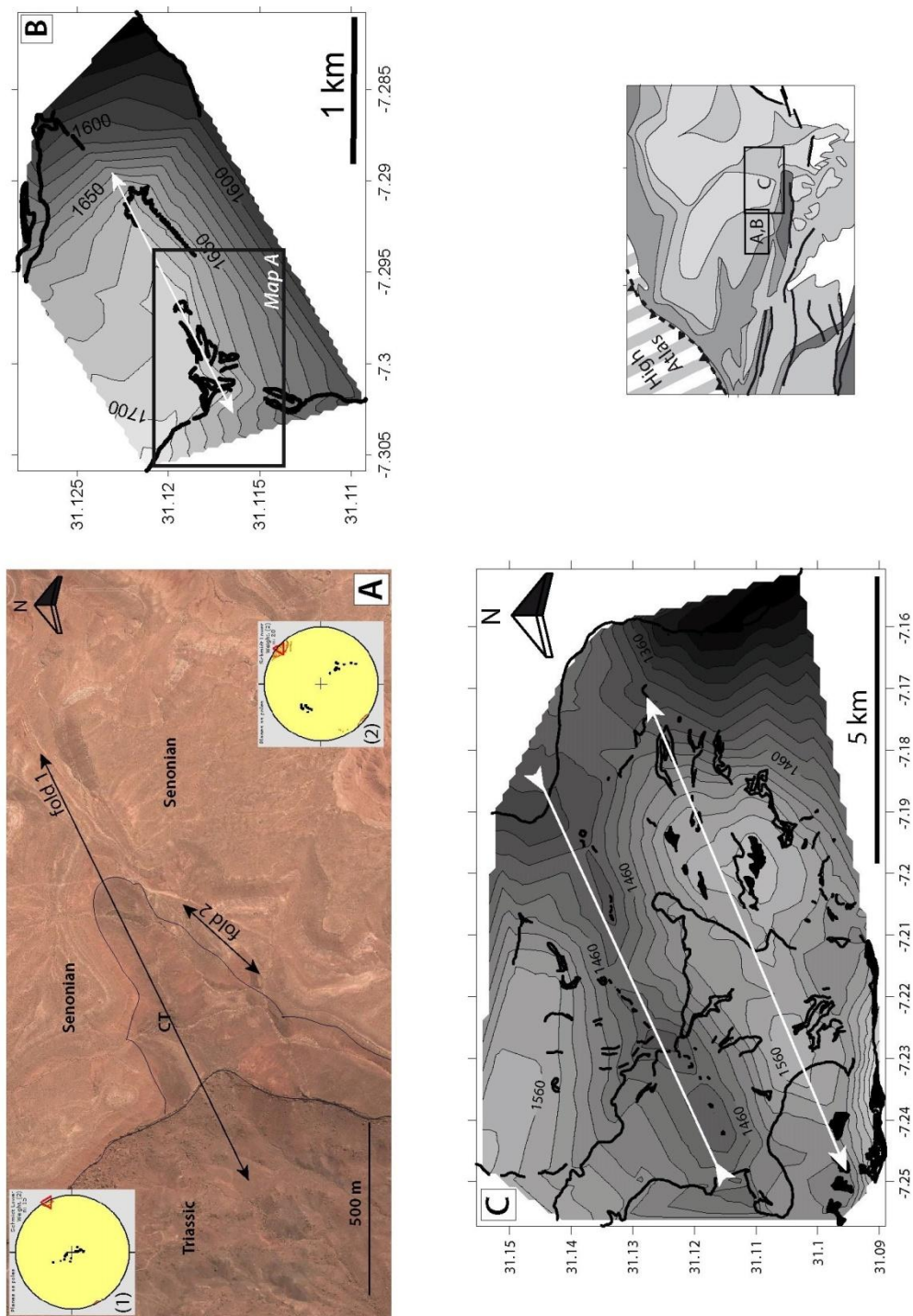


Figure V-17 : « N70° » fold in the sedimentary cover north of the Imini anticline, with comparison to elevation maps. (A) and (B) GoogleEarth and elevation map views of the same fold. For fold (A), N65° (fold 1) and N40° (fold 2) horizontal axes have been calculated, and the major N64° direction compares to the one determined through the building of elevation map (B). (C) Elevation map of the northern limb of the Imini anticline that shows the alternation of wider anticline and syncline than fold in (A) and (B). The grey simplified map of the Imini area shows the locations of the two elevation maps.

North of Iflilte, on the eastern slope of Imini valley (Fig. V-8), the CT cliffs show a small-scale fold (Fig. V-17A), which extends eastward, also folding Senonian formations. The major fold direction strikes N65° (Fig. V-17A, B). Disharmonic small folds in the Senonian beds show NE-SW axis (N40°; Fig. V-17A fold 2). Similar results are obtained for another fold located north. The axes of the folds were calculated with WinTensor (Delvaux and Sperner, 2003) after measurements (> 10 for each limb) on the field. It is also evidenced by the elevation map of this structure (Fig. V-17B), the latter confirming the orientations predicted by the elevation maps.

The most striking result based on our elevation maps is seen north of the Imini anticline (Fig. V-17C). On figure V-17, a succession of large folds is evidenced. They all mainly follow N°70 direction, clearly oblique to the E-W Imini anticline. The Imini anticline begins to disturb the isohypses of the map (Fig. V-17C) in the southernmost part, where they become E-W oriented. The mapped folds on figure V-17C have longer wavelength (2-2.5 km) and higher elevations (> 100 m) compared to the folds of figure V-17B (approximate wavelength <1 km and elevation amplitude c.a. 50 m). They all involve CT, "Senonian" and Eocene formations and display very symmetric cylindrical shapes, without associated faults.

4.3.SAF Zone – "nappe de Tighza/Anmitter"

4.3.1.Deformation in the district of Tiliouine (Fig. V-18,-19)

The SAF outcrops southeast of Tiliouine (Fig. V-8) and extends further east as a steep reverse fault. From the south of Tiliouine, this major fault disappears westward, and instead, a large anticline folds the Mesozoic-Cenozoic cover as such as the Ordovician basement (Fig. V-18E and B). To the east, the SAF outcrops as a steep inverse fault, bringing the Ordovician greenish shales onto Senonian, Eocene and younger units (Fig. V-18D, C).

At the location of the first cross-section (Fig. V-18B), outcrops do not permit to decipher the subsurface relationships between Eocene beds and younger Miocene-Pliocene formations. Following the SAF eastward, some valleys dissect the verticalized beds at the contact of the SAF and give valuable outcrops to investigate further this contact. On figure V-19, we show an angular unconformity between detrital beds with clearly oblique contact. These beds are interpreted as overturned Eocene beds covered by onlapping unconformable Miocene-Pliocene conglomeratic formations with a 15-20° angle. We will discuss later this age attribution.

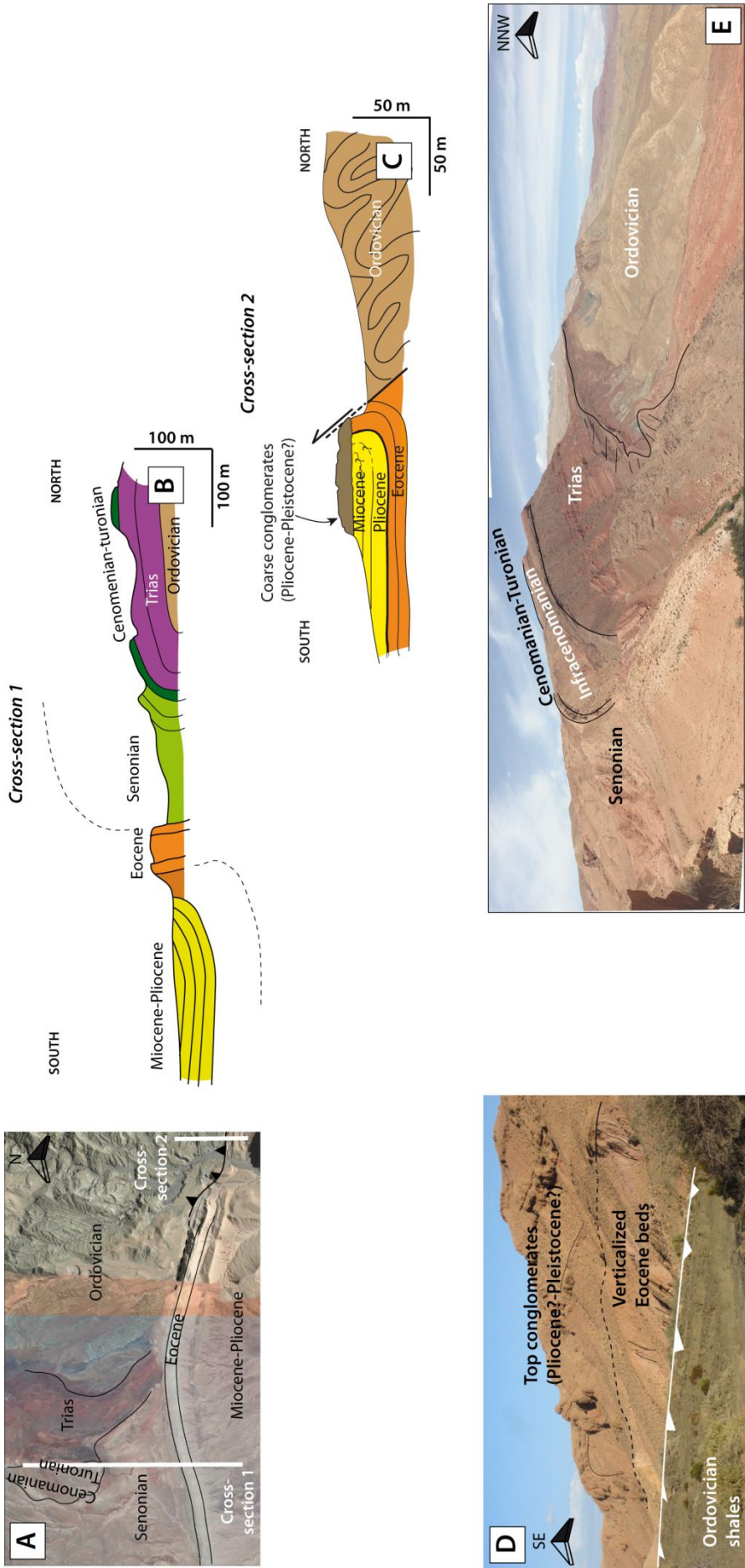


Figure V-18 : SAF features in the Tiliouine area. (A) Simplified structural map, overprinted on GoogleEarth view around Tiliouine. See more precise location on Fig. V-9. (B) N-S cross-section 1, in the “folded” western part of the area. (C) Outcrop showing the contact between Ordovician shales and younger series Eocene and MP in age. (D) N-S interpretative cross-section 2, in the faulted eastern part, at the location of (C). (E) Panorama toward the NNW, seated on top of the verticalized Eocene beds.



Figure V-19 : Unconformity between Eocene and Miocene-Pliocene formations east of cross-section 2 in figure V-18. Eocene formations are overturned by the SAF in the north that brings the Ordovician shales onto younger units. They are progressively verticalized when they meet the contact with Miocene-Pliocene formations, clearly oblique onto the Eocene channel in the center of the picture. From their part, Miocene-Pliocene formations are then capped by very coarse conglomerates, probably Pliocene or younger in age, that lie horizontally. Location on figure V-9.

4.3.2. Anmiter-Tighza Nappe (Fig. V-20)

Northeast of the Telouet locality (Fig. V-8), a thrust sheet has been recognized. It groups with the various Jurassic thrust sheets or “nappes” that exist along the SAF, whose best-studied example has been the Toundout nappe (Laville, 1975; Tesón and Teixell, 2008). Here, a minimum 500 m-thick succession of mainly marine limestones topped with 100-200 m of Jurassic continental red beds has slid southward (Fig. V-8,-20). Figure V-20 shows the nappe contact, looking west. Senonian, CT and “Infracenomanian” are overturned above the nappe contact. The basal contact of the nappe is marked by deformed and faulted slices of Liassic-Triassic sediments. Going north, the nappe forms a broad anticline, with poorly deformed beds except in its core where Triassic sediments are highly folded. Northward, the marine Jurassic beds are unconformable on the top of the Triassic formations, which they overlie through a basal detachment. The fact that the detachment at the base of the thrust sheet is folded requires a two-step chronology with first, the sliding of the “nappe” and second, a folding step, which gave the “nappe” its anticline shape whose hinge has subsequently been eroded.

4.4. The Eocene stratigraphy in the Imini area

The whole Eocene formation is rarely fully preserved in this region. It is better known eastward in the Ouarzazate basin (Choubert, 1970, Ouarzazate sheet 1:200,000; and review in El

Harfi et al., 2001). From our observations and the available bibliography, the basal Paleogene is marked by a fossil-rich carbonate layer which constitutes a remarkable benchmark in the topography

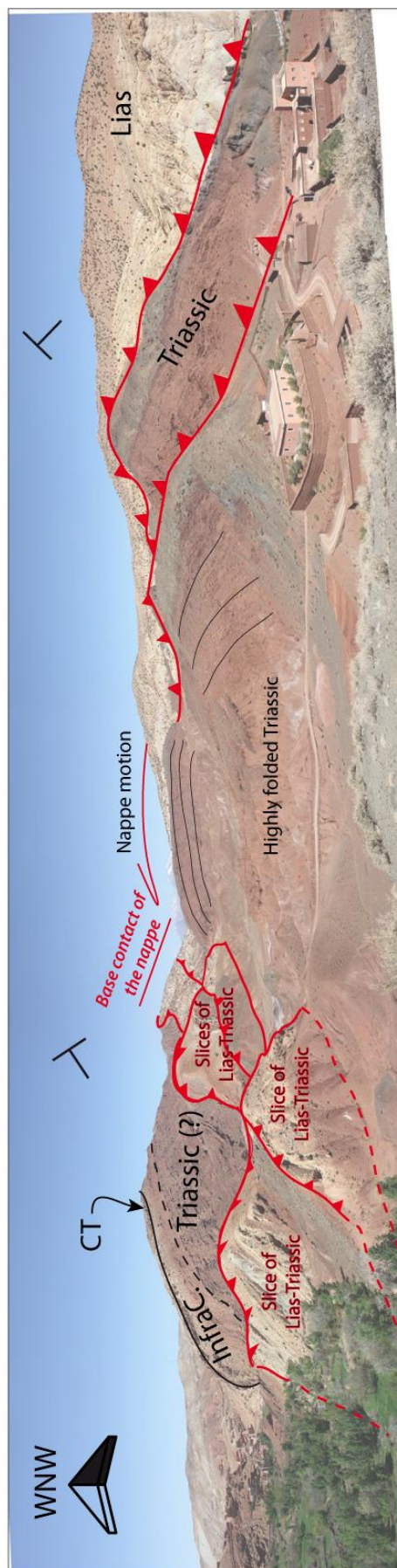


Figure V-20 : Anmimer-Tighza Nappe. Interpreted view from the East. Location on figure V-9.

of the region (15-25 m thick). Above, a white clay package with few carbonate beds and abundant marine fauna conformably overlies it (30-50 m-thick). In the studied area, the marine Eocene sedimentation ends between Lutetian and Bartonian (El Harfi et al., 2001). On top of this sequence lies a more or less horizontal erosion surface with unconformable conglomerates (Fig. V-21; observations close to Fig. V-15). The same conglomerates can also be observed directly on top of the basal Paleogene or older series, with an erosion limit between them. These unconformable deposits rest apparently parallel to older formations (south of cross-section on fig. V-16B). These conglomerates mainly reworked the underlying marine rocks. Based on our observations, few pebbles from the Central High Atlas region can be recognized within. When they exist, these pebbles are made of Precambrian rhyolites, scarce Triassic basalts and sandstones, whereas Jurassic carbonates are very rare. These conglomerates are then tilted by later deformation events, and measures of strike-slip fault systems in these conglomerates proved to be compatible with the general stress regime in the Atlas belt (Fig. V-21E; Frizon de Lamotte et al., 2000).

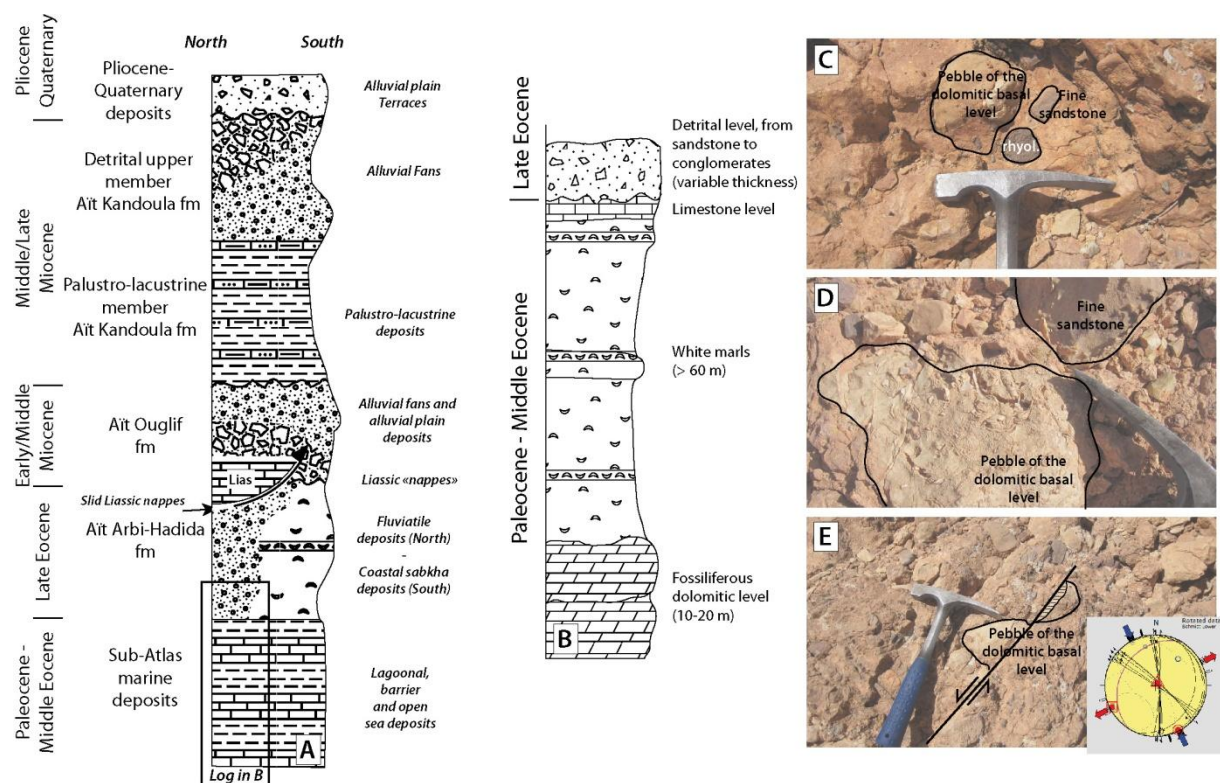


Figure V-21 : Facies of the detrital Upper Eocene formation and schematic log of the Eocene s.l. (the dolomitic level could be Paleocene in age). (A) Stratigraphic log of the southern foreland of the Atlas belt and Ouarzazate Basin (strongly modified from El Harfi et al., 2001). (B) Paleogene stratigraphic log of the Imini area, with the upper detrital member (Ait Arbi/Hadida Formation) where we took the pictures C, D and E. (C) and (D) Conglomerates with pebbles from the lower levels: dolomitic and limestone levels from Paleogene, sandstone from Triassic and Precambrian rhyolite pebbles. (E) Conglomerate with a dolomitic pebble faulted by one of a strike-slip faults system, perpendicular to bedding. These conjugate fault system allows the calculation of a stress tensor (10 data) that we present unfolded with $\sigma_1 = N153^\circ-03^\circ NW$; $\sigma_2 = N31^\circ-84^\circ NE$; $\sigma_3 = N63^\circ-05^\circ SW$. this strike-slip regime is compatible with our observations and with the

general compressive stress regime at the Atlas scale (Frizon de Lamotte et al., 2000; Bracène and Frizon de Lamotte, 2002).

5. Discussion

Based on the collected data, we discuss the ages and styles of deformation in the Imini area, along the SAF and further into the foreland. Our structural data and stratigraphy constraints are used to support time constraints on the relative chronology of the tectonic events. After proposing a chronology for these various tectonic events and discussing the styles of deformation, we then integrate these data in the larger geodynamic frame of the Atlas orogeny.

5.1. Time constraints for the deformation in the Imini area

5.1.1. Eocene-Miocene formations

Numerous continental formations have been identified in the Ouarzazate basin. El Harfi et al., (2001) have proposed a unified classification for all of them (Fig. V-21): (1) a first detrital formation (Aït Arbi/Hadida Formations) conformably overlying the last marine Eocene deposits, (2) a coarse conglomeratic member (Aït Ouglif Formation), unconformable onto both the previous one and the Jurassic formations, and (3) palustro-lacustrine deposits followed by a last detrital pulse (Aït Kandoula Formation). Ages of these formations are however poorly documented. The first member of El Harfi et al., (2001) is classically attributed to the Upper Eocene, given its conformable position onto the marine deposits. Paleontological data give a Langhian-Early Serravallian age for the base of the Aït Kandoula member (Heldmach, 1988), whereas magnetostratigraphic data have given a similar age for the base of the Aït Ouglif member (Tesón et al., 2010). Magnetostratigraphy is not well-resolved concerning the Aït Ouglif Formation, compared to the better datation for the Aït Kandoula Formation (Görler et al., 1988; Tesón et al., 2010). El Harfi et al. (2001) proposed no convincing arguments other than attributing this formation to Oligocene-Early Miocene times, given the ages of Upper Eocene detrital member and the Aït Kandoula lacustro-palustrine member. We favor the Early-Middle Miocene age for the Aït Ouglif Formation. The top of the Aït Kandoula member has been set to a younger Messinian age by magnetostratigraphy (Tesón et al., 2010), and an Upper Pliocene age by El Harfi et al. (2001), based on paleontological data.

Given their parallel position onto marine Eocene in our region, we attribute the observed basal detrital deposits (Fig. V-21) to the Upper Eocene (first detrital member?). Moreover, they consist in mostly reworked material from the underlying sediments with Paleogene fossil-rich

limestone, and very few elements of basement (Fig. V-21). The decimetric size of the pebbles advocates for a close source, whereas the scarcity of basement elements and Jurassic limestones indicates either poor erosion of the Central High Atlas basement and cover, or the dismantling of a potentially thin Senonian-Eocene cover now eroded in the Central High Atlas. However, the building of a relatively significant topography is required to explain these deposits, here in the Imini area, but also along the northern border of the Ouarzazate basin (El Harfi et al., 2001). The unconformity in the Tiliouine area (Fig. V-19, this study) and another outcrop described in Pastor et al. (2012) may originate from this early event, but the main inferences concerning this event come from the sedimentary record (see review in Frizon de Lamotte et al., 2000; El Harfi et al., 2001).

5.1.2. Relationships between Miocene-Pliocene formations and older ones

Overall, in the Imini district, there are no clear evidences of an angular unconformity between Senonian-Eocene formations and the Miocene-Pliocene ones. In most of the studied sites, the Miocene-Pliocene formations display the same dip than the older ones, either Senonian or Eocene. Also, in these cases, they are always involved in deformation in such way that they keep the same dips than the older Senonian-Eocene formations (Fig. V-10B and C, -11, -15, -16, -18).

The most peculiar aspect of this Miocene-Pliocene repartition in the Imini district, mostly visible in the southern domain, is that it fills and sometimes overflows the older reliefs (Fig. V-10B, C). At the location of figures V-16 and V-18, detrital Eocene deposits are overlain by unconformable palustro-lacustrine Miocene-Pliocene formations which show the same dip. For the outcrops described in figure V-10, wherever the sedimentary contact is observed, horizontal Miocene-Pliocene formations always fill an eroded relief with older horizontal formations. The same can be deduced from the observation of the southern termination of the cross-section in figure V-15A and C, the region being the northeast lateral equivalent of figure V-10B, C outcrops. All these observations claim for a major erosion event before the deposition of Miocene-Pliocene units of the studied area.

Following the observations made in figure V-10, this erosion phase must have occurred between the end of the deposition of marine Eocene and the base of palustro-lacustrine Miocene-Pliocene deposits, i.e. before the Langhian-Early Serravallian (Tesón et al., 2010). On this site (Fig. V-10), no conglomerates underline the base of the Miocene-Pliocene formations nor the top of Senonian-Eocene formations, and we can tentatively explain this by the large distance (25-30 km) to the SAF. With a maximum duration from Late Eocene to Early Miocene, an erosion phase thus occurs and can be explained by either (1) the creation of a relief and its dismantling and/or (2) an important

drop in base-level. A low-stand sea-level is recorded during the Oligocene, with maximum amplitude of 50 m (Miller et al., 2005), which is close to the approximate height of the Eocene cliffs (40-50 m) compared to the base of Miocene-Pliocene formations in figure V-10. As underlined by El Harfi et al. (2001), sedimentation is considered endorheic in the Ouarzazate realm during Neogene, and given the distance to the sea at that time, it is unlikely that this erosion was triggered by the sea-level drop. We favor the hypothesis of an active mechanism uplifting the surface after the Late Eocene.

Let us notice that the infill of paleovalleys in older formations is also observed southward in the Anti-Atlas (Görler et al., 1988), and probably witnesses that a very spread region was subjected to erosion before the sedimentation of the palustro-lacustrine member of the Aït Kandoula Formation in Middle-Late Miocene.

5.1.3. Post- Miocene-Pliocene deformations

In many sites, the Miocene-Pliocene formations are involved in deformation that occurred clearly after their deposition. In the southernmost location, we favor a Late Miocene or post-Miocene age for the setting of the small fault-propagation fold (Fig. V-10A) and for the thrust that lies north of this Miocene-Pliocene depression (Fig. V-8,-13). There, and in most places where the Miocene-Pliocene formations present this lacustro-palustrine facies (Fig. V-12B,-15,-16,-18), we must postpone its deformation to the Late Miocene or later. This is also confirmed by the fact that this lacustro-palustrine member is often unconformably overlaid by Quaternary terraces.

Red and detrital Miocene-Pliocene deposits increase in proportion to the north, close to the front, and the coarsest often top the underlying lacustrine facies (Fig. V-18D,-19). In our interpretation of the geometry of the front in figure V-18D, we also notice that coarse deposits can sometimes be unconformable over Miocene-Pliocene formations. We suggest that these conglomerates accumulations can thus represent younger formations, linked to the activity of the SAF at that location. They prove the occurrence of a late and probably still active deformation event on the SAF. This ongoing deformation is also recognized elsewhere in the Atlas orogen (Sebrier et al., 2006; Pastor et al., 2012).

5.1.4. The “nappe” issue

North of the Imini district, the contact of the Jurassic Anmiter-Tighza “nappe” has been described in this study. Nonetheless, the allochthonous sediments on this “nappe” are not younger

than Upper Jurassic, and cannot help dating its emplacement. At the front of the nappe, Eocene sediments are however overturned by the frontal contact and help constraining the motion of the nappe to post-Eocene times. Other Jurassic “nappes” are recognized in the Central High Atlas, whose origin is both gravitational and tectonic (Fig. V-7; Laville et al., 1977; Görler et al., 1988; Laville and Piqué, 1992). They were probably set at the same time than the Toundout “nappe”. Sediments from the Aït Ouglif Formation (Middle Miocene) are transported by the Toundout “nappe” and are unconformable (Görler et al., 1988). Moreover, the Toundout “nappe” also overlies slices of Aït Ouglif Formation. This double constraint demonstrates that its motion occurred in Middle-Late Miocene times (based on paleontological evidences in Görler et al., 1988). Moreover, protracted deformation occurred afterward given the progressive aspect of the Aït Ouglif unconformity on the Lias “nappe” of Toundout (Laville et al., 1977; Görler et al., 1988). In this case, “nappes” emplacement is suggested to occur during the Middle Miocene, and is likely associated to the building of a topography. The same timing might be suggested for the Anmiter-Tighza “nappe”, at least for the initial sliding event, given its later folding (Fig. V-20). The later folding can tentatively be related to the activation of the SAF, and occurred during Late Miocene/post-Miocene times.

5.2. Styles of deformation across the Imini area

We show in the following discussion that the style of deformation in the Imini area can be separated between an early cover phenomenon with detachment folds or gravity sliding and late deformations involving the basement. Cases of interactions between these two types can also occur.

5.2.1. Early cover deformations and “nappes” setting

Cover deformations of varying amplitudes are recorded widely in the area. Deformation affecting the cover is expressed through the setting of folds and thrusts of usually low amplitude observed in the cover from the Cenomanian-Turonian (e.g. Fig. V-17) to the Miocene-Pliocene formations (e.g. Fig. V-10,-11). Moreover, more large-scale deformations occurred through the setting of “nappes”.

North of the Imini anticline, the Imini plateau shows the setting of N70° folds of weak amplitude (shortening is less than 1-2%), that deform the cover from Cenomanian-Turonian to Eocene formations (Fig. V-17). We could not identify faults related to their formation and interpreted them as detachment folds. Their orientation is quite parallel to the orientation of the Atlas belt and

we propose that they result from a limited sliding of the Imini plateau, from the northwest. This possibility of sliding is also attested by highly folded Triassic evaporites layers in the western part of the Imini area. The slide of the plateau southward, favored by the efficient Triassic evaporites decollement levels, would have stop to the south with the thinning and disappearance of these evaporitic units (cross-section on Fig. V-8). The shortening associated to the diminution of transport to the south would then have been accommodated by detachment folds in the cover (Fig. V-15,-16,-17) due to the increasing friction. At the northern limb of the Imini anticline, a cross-cutting relationship also exists between the N70° folds of the cover (Fig. V-17) and the E-W Imini anticline. This sliding was then followed by the subsequent Late or post-Miocene deformation phase that set the Imini anticline and the Imini Fault Zone. The “nappe” issue also concerns the Anmiter-Tighza “nappe”. The sliding was probably favored by a decollement level in the Upper Triassic salts, as witnessed by the Lias-Triassic chips brought by the basal contact of the nappe (Fig. V-20). Later deformation event might have refolded the structure when the SAF was activated in Late Miocene/post-Miocene.

A peculiar “domal” anticline, cored with Triassic sediments, is located ENE to the Imini anticline (Fig. V-8,-9; north of the cross-section in Fig. V-16), with a tear or drop shape. Its southern boundary is involved in the NE-SW structures presented on figure V-16, and follow the E-W/N70° directions already identified further west (Fig. V-9,-17). On the opposite, its “northern” limb seems refolded in a direction parallel to the border of the Anmiter-Tigzha “nappe” in this area (Fig. V-8). This structure could result from a two-steps evolution: one is related to the sliding of the Anmiter-Tigzha “nappe”, whereas the other must be related to the setting of E-W, NE-SW structures and was structured later. For the “nappes” emplacement, cover deformation might nonetheless have been possible only through the activation of basement faults in the inner belt that triggered the increase of topography or the development of a lithospheric anomaly at that time (Teixell et al., 2005; Missenard et al., 2006; Missenard et al., 2008).

Where the Miocene-Pliocene formations exist, i.e. mainly south of the Imini anticline (Fig. V-8), they underwent very weak deformations that also involve the Senonian. They develop small folds (fault-propagation folds, Fig. V-10) and thrusts (Fig. V-11). For example, the E-W thrust in Fig. V-11 is representative of these weakly accommodating structures (vertical throw ~60-80m; horizontal shortening ~40-45 m). It probably connects to a quite shallow decollement level, maybe the gypsum levels of Senonian formations. Orientations of these structures are mainly E-W or NE-SW, or even N20-30° as observed in figure V-10A, and potentially influenced by deeper inherited structures of the Anti-Atlas. The weak Senonian levels play a major role as they act as a major decollement level (Fig. V-15; Missenard et al., 2007).

5.2.2. Late thick-skinned deformations

Across the whole studied area, deformations involving the basement are concentrated on the SAF and the Imini Fault Zone (Fig. V-9). The role of the basement is obvious in the Imini anticline and its prolongations (Fig. V-12), east and west in the Imini Fault Zone (Fig. V-13,-14). This deformation belt accommodates an important shortening. For example, in figure V-14, a double inverse fault system dismantles the sedimentary cover with an average vertical throw of 400 m, whereas the horizontal shortening on this structure is estimated to 15-20% (c.a. 300-400m, based on Fig. V-14). This double fault system is likely to be the westward prolongation of the fault bounding the southern edge of the Imini anticline (Fig. V-12C). The Imini anticline is the location where the maximum shortening is accommodated in the Imini Fault Zone, with 1.3 km (with a fault-propagation model, Fig. V-12C, designed with Ramp (Mercier et al., 1997). The interpretation of the folding at the location of the Imini anticline shows a decollement level in the Ordovician green shales (Fig. V-12A and C). This decollement level does not exist further west (Fig. V-14), and appears as a basement fault. Overall, the deformation in this western part is characterized by the involvement of the Precambrian and Paleozoic basement, which characterized a thick-skinned deformation.

Eastward from the Imini anticline, the fault zone also extends in the Ordovician shales since they outcrop in the core of the anticline (Fig. V-15). Here, the Triassic formations are lacking, as this formation ends along a N60°-70° direction from the Imini anticline eastward (Fig. V-8). The shortening decreased compared to the Imini given the poor amplitude of the structure (Fig. V-15). A small part of the shortening is also accommodated on secondary structures, following a Senonian detachment level (Fig. V-15), which folded the Senonian to Miocene-Pliocene formations. Further east, the post-Senonian cover becomes thicker (Fig. V-16), with a thickening of Eocene white clays up to ~50 m, onto which detrital conformable deposits exist. Structure strike also changes from a more E-W trend to a NE-SW one (Fig. V-8,-16). Here, the northern fold is controlled by a basement fault that propagates southward in the Senonian cover (Fig. V-16).

South of the Imini Fault Zone (Fig. V-9), weak secondary deformations also involve the basement where the sedimentary cover becomes very thin. On figure V-13, a N110° reverse fault with a 40-60 m vertical throw affects the Precambrian rhyolites and overlying sedimentary cover and on figure 6, a basement fault sets a small NE-SW fold with a 25-30 m amplitude.

The SAF bounds the Imini Cretaceous-Tertiary plateau to the west and to the north (Fig. V-7,-8). It has been described by Missenard et al. (2007) (Fig. V-8, cross-section). It corresponds to a steep thrust fault that disappears eastward of Telouet (Fig. V-8), below the Anmiter-Tigzha nappe, where it could be responsible for the late refolding of the "nappe". The SAF remains hidden in the Tiliouine

area, giving rise to large folded series (Fig. V-18E, B). It emerges to the East as a thrust fault that brings the Ordovician shales onto overturned Mesozoic-Cenozoic formations (Fig. V-18D, C). The outcrop of Fig. V-18D and its interpretation demonstrate that the last motions along the SAF must be post-Miocene-Pliocene.

5.3. Integration in the general frame of the Atlas geodynamics

5.3.1. Eocene/early post-Eocene events (Fig. V-22A)

This event is poorly documented in Morocco and few structural evidences exist to attest it. Late Eocene represents one of the main pulse of detrital sedimentation recorded in the Imini area (this study) and the Ouarzazate basin (El Harfi et al., 2001). Detrital deposits lie conformably onto marine Eocene in most of the outcrops, and suggest either distal uplift of a proto-orogen compared to the present position of the front, or localized uplifting source areas. These deposits were mostly supplied by Paleogene sedimentary cover, and further east, by the uplift of the Skoura massif (El Harfi et al., 2001). Compared to what happens in Algeria (Vially et al., 1994; Mekireche et al., 1998) or Tunisia (Laffite, 1939; Snoke et al., 1988; Ghandriche et al., 1991), where a Late Eocene phase is clearly distinguished, Morocco is poorly deformed at that time, but still underwent significant uplift, enough to trigger the supplying of foreland basins with detrital deposits. As a matter of fact, the decreasing deformation gradient from East to West has already been suspected on the basis of calculated shortening rates (Brede et al., 1992; Teixell et al., 2003). Given the anti-clockwise sense of the rotation of Africa at that time (Rosenbaum et al., 2002), linear speed of convergence was clearly higher in the East of Maghreb, whereas Morocco was closer to the rotation pole. This simple explanation could account for the decrease of deformation leading to more discrete tectonic structures in Morocco during Late Eocene. Also, a lithospheric component could be invoked to account for a portion of the created topography (Missenard and Cadoux, 2012; Kaislaniemi and van Hounen, 2014).

Evolution de l'extrémité nord du COA : apports des études de l'Anti-Atlas et du Haut Atlas

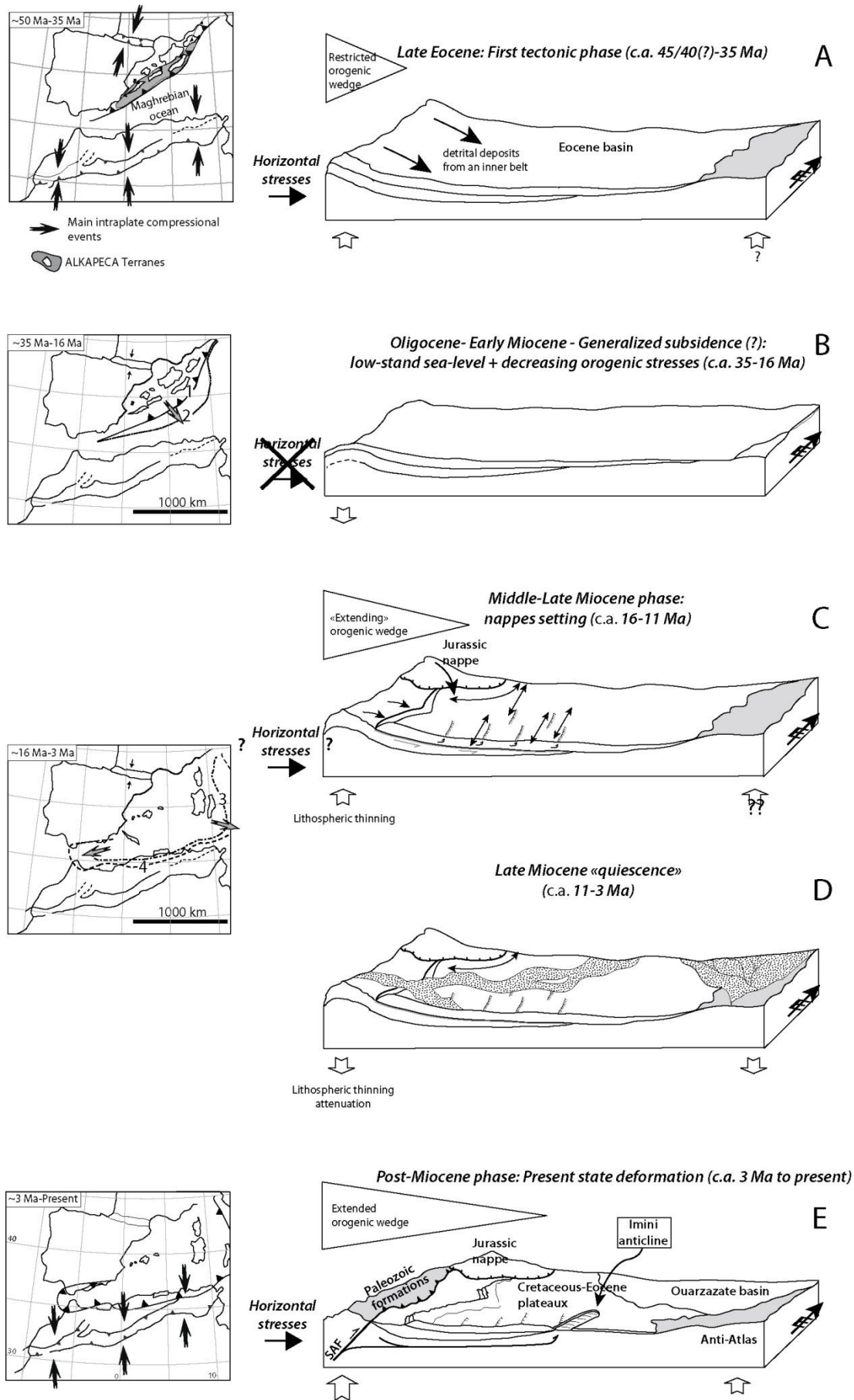


Figure V-22 : Schematic evolution of the Imini region during the various steps of the Atlas orogeny. A paleogeographic map of the Western Mediterranean is provided for each step, adapted from Missenard (2006). Dislocation of the ALKAPECA terrane (Bouillin, 1986) is showed through the evolution of the trench position of the retreating slab, materialized with the bold dashed lines. (A) Late Eocene events. (B) Oligocene-Miocene "quiescent" phase. (C) Middle Miocene phase, corresponding to the "nappes" setting and the occurrence of the uplift related to the lithospheric thinning. Deposition of the detrital Aït Ouglif Formation. (D) Late Miocene "quiescent" phase, with large-scale subsidence. Deposition of the alluvial/palustro-lacustrine Aït Kandoula Formation. (E) Post-Miocene tectonic phase. Extension of the orogenic wedge through the setting of the Imini Fault Zone and activation of the SAF. For each time step, mean positions of the trench are represented for various intervals i.e. (1) 34-23 Ma, (2) 23-16 Ma, (3) 16-11 Ma and from (4) 11 Ma to present.

5.3.2. Middle Miocene-Quaternary deformations events (Fig. V-22C, E)

Langhian(-Early Serravallian?) times (following Tesón et al., 2010; Aït Ouglif Formation age) witnessed the earliest recorded structural deformation and the development of the topography. This is shown by: (1) the setting of the various "nappes" across the High Atlas of Marrakech and the Central High Atlas (Laville et al., 1977; this study), (2) the influx of unconformable detrital deposits (El Harfi et al., 2001), (3) the resuming of deformation, as suggested by a structural study of Tesón and Teixell (2008) and (4) the onset of the lithospheric thinning (Missenard et al., 2008; Balestrieri et al., 2009).

Wherever Miocene-Pliocene formations were deposited in the Imini area and eastward in the Ouarzazate basin, they are unconformable, with a quite similar dip than older formations (this study), or clearly unconformable (in the Ouarzazate Basin; Görler et al., 1988, El Harfi et al., 2001). We saw that the fact they fill an old topography requires a general uplift of the southern region of the Imini district. Such uplift is unlikely to be a local feature, and probably extended to the whole studied area and even to the Anti Atlas (Görler et al., 1988) and the High Atlas. This uplift took place before the deposition of palustro-lacustrine sediments of the Aït Kandoula Formation (with a Langhian-Early Serravallian age for its basal part). The lower member of the Aït Kandoula Formation indicates that this uplifting period must have been followed by an actively subsiding phase to allow the Miocene-Pliocene formations to overflow the paleotopography.

We propose that this large uplift recorded in the Imini area corresponds to the same that built the topography initiating the emplacement of the "nappes" further north where it was more intense in terms of elevation. It likely resulted from the lithospheric thinning determined by the low-temperature thermochronology studies of Missenard et al. (2008) and Balestrieri et al. (2009). In this interpretation, the uplift created the topographic conditions to initiate the sliding of the nappes (Jurassic nappes, Imini plateau). Nonetheless, a shortening component may have also played a role during this phase (Tesón and Teixell, 2008), even for the sliding of the Jurassic "nappes" (Laville et al., 1977; Görler et al., 1988; Laville and Piqué, 1992). The lithospheric issue is intrinsic to Morocco

compared to the rest of Maghreb (Missenard and Cadoux, 2012). Moreover, no coeval tectonic phase was recorded elsewhere in the Algerian and Tunisian Atlas during Langhian-Early Serravallian times (Frizon de Lamotte et al., 2000). Then, a unique tectono-thermal phase occurred in the Moroccan High Atlas at that period.

A remaining question is why the “nappe” setting occurred during Miocene if a first topographic building event took place in the Eocene. We propose, based on an analogy with salt tectonics on passive margins (Brun and Fort, 2011) that given a tilt angle, the more the thickness of the cover is, the less the sliding occurs. Here the same reasoning is suggested: (1) the thick cover in the High Atlas began to be dismantled during the Late Eocene event, but remains thick enough to prevent the sliding and (2) the renewal increase in topography during Miocene happened with a sufficiently thin cover to trigger the decollement on the evaporate layers.

Finally, deformation resumes in Late Miocene-Pliocene to give the Moroccan Atlas its present shape. This phase is widely recorded in the Imini area (Imini Fault Zone, SAF in the Tiliouine area) and is the most important one in the actual shaping of the belt at least in its southern foreland (Fig. V-22E; this study; Saint-Bezar et al., 1998; Frizon de Lamotte et al., 2000; Missenard et al., 2007; Tesón and Teixell, 2008).

5.3.3. What about the “quiescent” phases?

One remaining question concerns the “quiescent” phases. This is the case between (1) Serravallian and Messinian and (2) Oligocene and Early Miocene.

The Serravallian to Messinian quiescent event occurred when the sediments of the lower member of the Aït Kandoula Formation were deposited, in such a way that they even overflowed the old topography (Fig. V-10). This formation not only outcrops in the southern foreland but also in many regions: the interior of the High Atlas (in “la Cathédrale” and related outcrops, Görler et al., 1988) and in the Anti-Atlas directly south of the Imini district (Choubert, 1945; Gauthier, 1957). These sediments, mainly palustro-lacustrine in this region, become more detrital in the north (El Harfi et al., 2001, their figure 11a) where they belong to proximal alluvial deposits complex, probably washing up the remnants of a weak topography. Elsewhere far from the Middle Miocene front of the belt, deposition occurred in the calm palustro-lacustrine environments of the endorheic Ouarzazate Basin. Following the onset of the lithospheric thinning, this large-scale thermal component might have decreased in intensity, allowing a transiently subsident context that allowed the deposition of the lower member of the Aït Kandoula Formation (Fig. V-22D).

The Oligocene-Early(?) Miocene quiescent phase is more puzzling, because we need to explain a time gap from the end of Eocene/Early Oligocene to at least the Early Miocene/Middle Miocene (up to 20 Ma at maximum). No Oligocene deposits exist in this region of Morocco and the topography was likely decreased to a minimum height. The deformation in the Atlas of Morocco is usually thought to result from the transfer of the Africa/Europe convergence accommodation (Frizon de Lamotte et al., 2000). The forces exerting during Late Eocene were suddenly released from the beginning of the roll-back of the African slab in the Oligocene, helping the volumes forces to overcome the horizontal orogenic stresses. This led the topography to crumble at that time and stop the sedimentary supply of the foreland basins (Fig. V-22B). Moreover, a decrease of the sea-level occurred during the Oligocene (Miller et al., 2005) preventing important accumulations of sediments within the Ouarzazate basin maybe still connected to the Atlantic Ocean.

6. Conclusion

We have studied here the southern foreland of the High Atlas of Marrakech-Central High Atlas in the Imini area. This region represents the westernmost tip of the Ouarzazate foreland basin before the Siroua massif uplift dismantles the cover westward between this basin and the Souss basin. The Imini area shows an important portion of the Cenozoic sedimentary record and tectonic structures that allows discussing the chronology of deformation events in the setting of the High Atlas in Morocco:

- (1) An early event occurred in Late Eocene. The sedimentary record shows a brutal transition from a marine to a conglomeratic continental formation. The latter is conformable in the Imini area and the Ouarzazate basin and suggests the existence of a narrow Late Eocene belt, whose front was further north.
- (2) Oligocene-Early Miocene times witnessed a "quiescent" phase related to the release of orogenic horizontal stresses at the Africa/Europe plate limit and a rapid decrease of topography coupled to the Oligocene low-stand sea-level.
- (3) From Middle Miocene times onward (or just before Langhian), an early topography due to lithospheric thinning plus a shortening component triggered the setting of tectono-gravity nappes along the southern front of the High Atlas. This was followed by a large-scale subsiding state related to a decrease in the lithospheric thinning intensity.
- (4) Shortening resumed and finally increased during Pliocene-Quaternary with the building of the present orogen.

We also underline that the peculiar position of Morocco is responsible for two unique features of the High Atlas in Morocco. The first is the low development of the Late Eocene belt, probably due to the close position of Morocco at that time of the Africa anti-clockwise rotation toward Europe. Second, contrary to Algeria and Tunisia, the building of an early topography as soon as Middle-Late Miocene is based on the thinning of the Moroccan lithosphere whose origin remains debated.

7. Acknowledgments

The scientific results were obtained using Win-Tensor, a software developed by Dr. Damien Delvaux, Royal Museum for Central Africa, Tervuren, Belgium. R. Leprêtre is a recipient of a PhD fellowship from the Ecole Normale Supérieure (ENS), Paris. J. Yans and A. Dekoninck were partly funded by the project BR/121/A3/PALEURAFRICA of the Belgian Science Policy Office and by the project "Valorisation des argiles" of Wallonie-Bruxelles International.

Les references bibliographiques sont regroupées dans la partie Bibliographie à la fin du manuscrit.

V.2.B. Synthèse des données TBT dans le Haut Atlas de Marrakech

Deux études de TBT ont été réalisées sur le Haut Atlas de Marrakech, la première par Missenard et al. (2008) et la seconde par Balestrieri et al. (2009). Les deux études ont apporté des résultats similaires, sur deux zones géographiques qui se recoupent. Missenard et al. (2008) ont déterminé des âges AFT de 9 à 27 Ma au cœur de la chaîne et de 27 à 87 Ma pour l'avant-pays sud. De leur côté, Balestrieri et al. (2009) déterminent des âges variant de 20 à 215 Ma : 20 et 24 Ma pour le cœur de la chaîne, 72 et 185 Ma pour le front nord et une gamme de 24 à 175 Ma à proximité du Front Sud Atlasique. Le jeu de données complet est présenté ci-dessous (Fig. V-23).

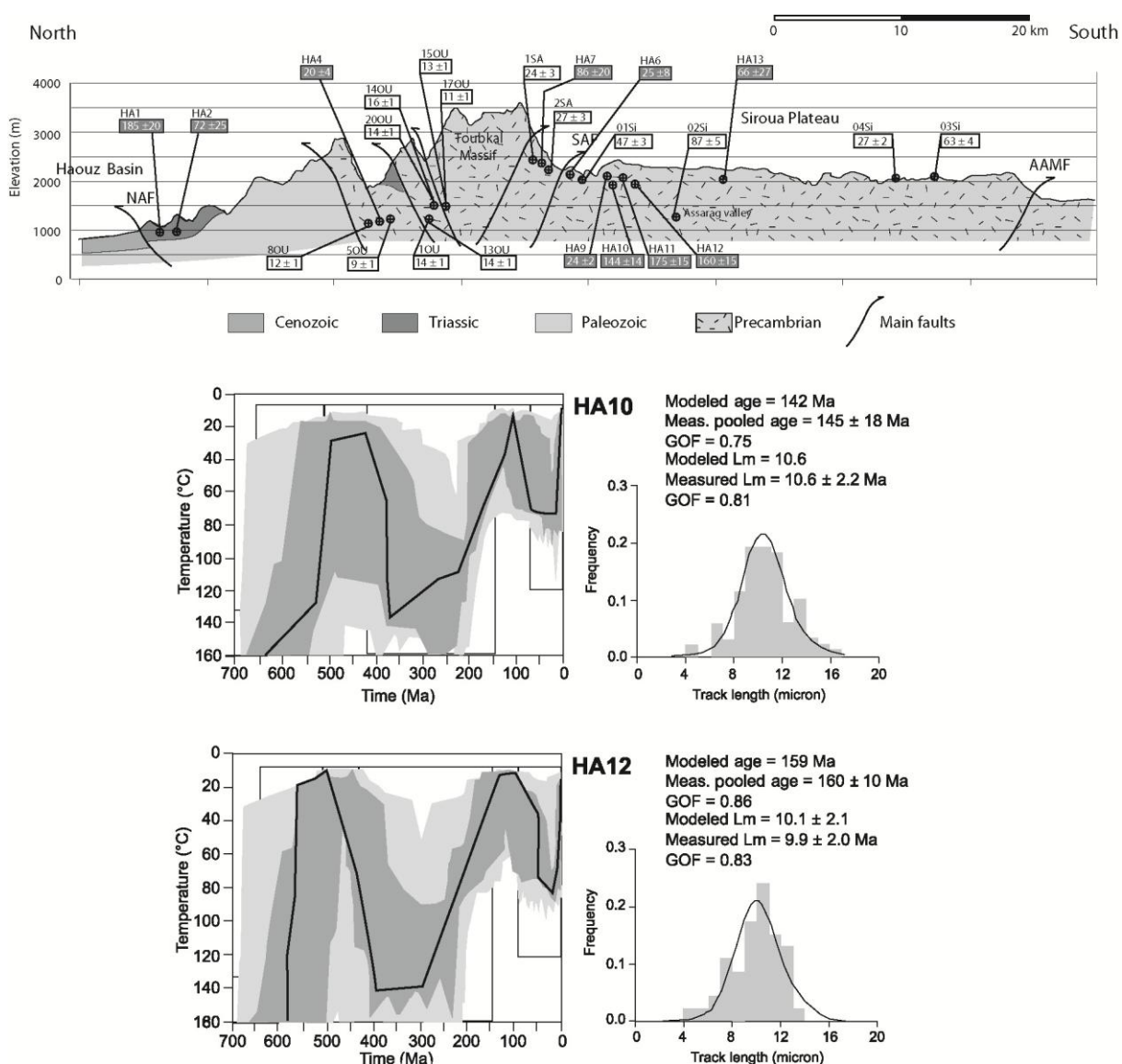


Figure V-23 : Etudes AFT dans le Haut Atlas de Marrakech. Les données proviennent de Missenard et al. (2008) et Balestrieri et al. (2009). Dans la partie haute, une coupe Nord-Sud à travers le Haut Atlas de Marrakech montre les âges AFT projetés pour les deux études avec des boîtes blanches pour les âges AFT de Missenard et al. (2008) et grises pour ceux de Balestrieri et al. (2009). En bas, deux histoires thermiques de Balestrieri et al. (2009).

Ces modélisations thermiques (Fig. V-23) peuvent être séparées en deux parties suivant notre problématique. Tout d'abord, on note que l'histoire mésozoïque est hautement similaire au reste du Maroc, et même à nos résultats sur le Bouclier Reguibat, *i.e.* un événement de refroidissement qui imprime sa marque depuis le Trias jusqu'au Crétacé inférieur avec des conditions de surface. Cette observation montre bien le caractère très particulier de ce refroidissement en Afrique du Nord-ouest. La deuxième partie de ces histoires thermiques montrent un enfouissement depuis le Crétacé supérieur sous 1,5-2 km (Missenard et al., 2008), et correspond peu ou prou aux estimations déjà faites dans l'Anti-Atlas (Ruiz et al., 2011 ; Oukassou et al., 2013 ; ce travail). Cet enfouissement est ensuite suivi par un uplift et une exhumation de la région qui a probablement affecté également la région d'Imini. Cette exhumation est considérée d'âge miocène moyen par Missenard et al. (2008), ce qui coïncide avec les conclusions de Balestrieri et al. (2009). Les deux travaux corréle cette exhumation miocène à l'amincissement lithosphérique que l'on connaît sous le Haut Atlas de Marrakech. La zone centrale du rift atlasique est, contrairement à ses bordures, quant à elle, considérée comme restant une zone de faible subsidence depuis le Trias-Jurassique jusqu'au Paléogène, où l'inversion importante va éroder la couverture et montrer à l'affleurement actuel des roches de socle.

Partie 5

DISCUSSION

CONCLUSION

VI. Discussion

IV.1. Evolution du Bouclier Reguibat et des bassins adjacents au cours du Phanérozoïque

IV.1.A. Vue générale des résultats de TBT sur le Bouclier Reguibat

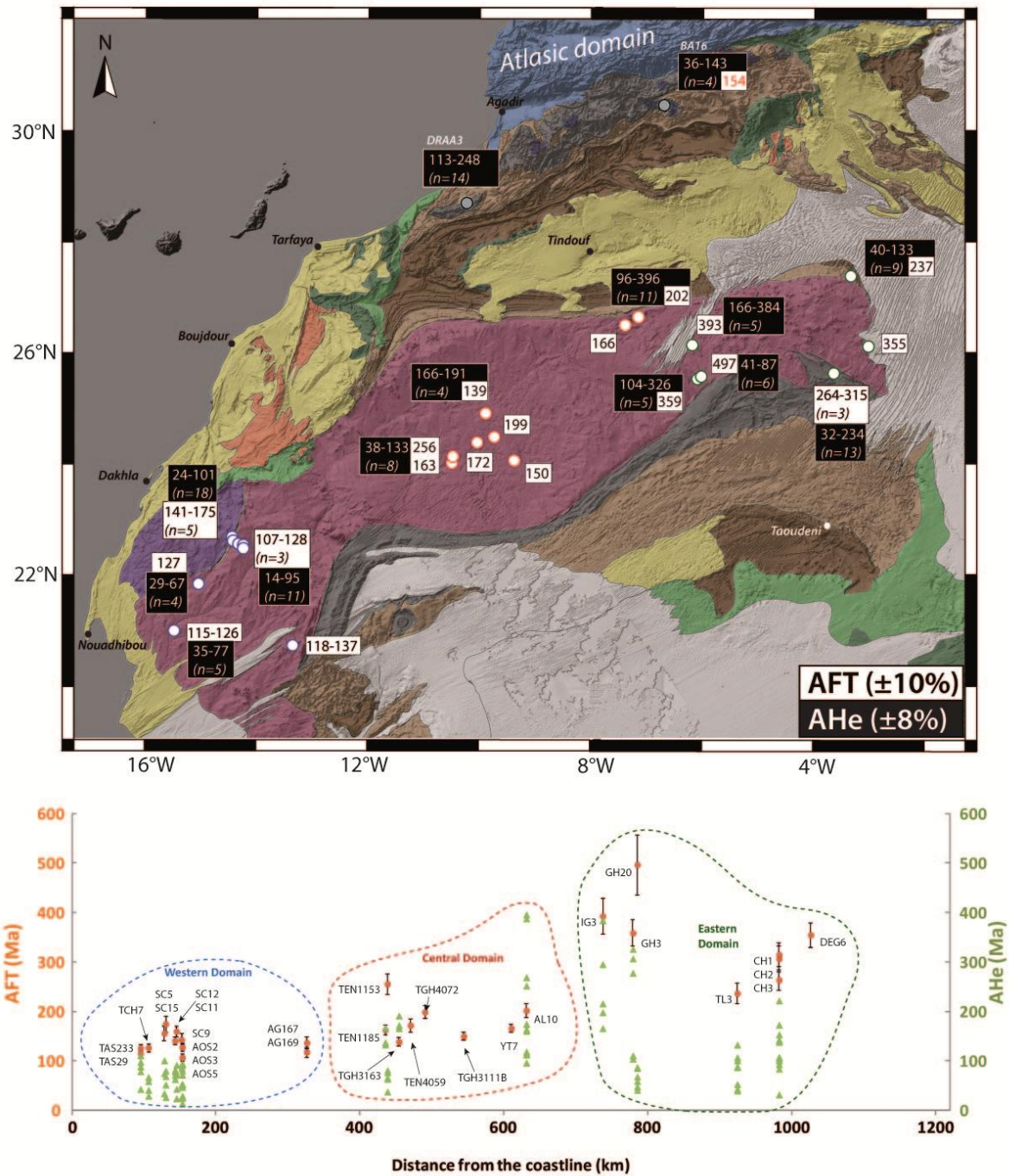


Figure VI-1 : Carte géologique du Bouclier Reguibat présentant toutes les données AFT et AHe (en points blancs) et pour l'Anti-Atlas (points gris). En bas, les âges AFT et AHe sont projetés le long d'une coupe synthétique perpendiculaire à la côte atlantique.

Dans ce travail, la première étude du Bouclier Reguibat par TBT sur apatite a été menée, dévoilant ainsi l'histoire de la partie nord du COA, en combinant l'approche AFT et AHe avec les développements les plus récents. Nous avons analysé 29 échantillons avec la répartition Est-Ouest la plus large possible le long du bouclier. Cela représente ainsi une couverture complète du Nord du COA, comme montré sur la figure VI-1.

Du point de vue global, une augmentation des âges AFT vers l'Est peut être observée, ainsi qu'une augmentation de la dispersion des âges AHe, montrant des âges de plus en plus vieux, tout en conservant des également âges relativement jeunes. En termes de moyennes de longueurs de trace et leur distribution, aucune évolution claire ne se dessine d'Ouest en Est (Fig. IV-20).

Ci-dessous, la figure VI-2 propose une synthèse des histoires thermiques observées tout le long du Bouclier Reguibat, ainsi que celles obtenues pour l'Anti-Atlas (Anti-Atlas occidental avec l'échantillon du Draa et central avec l'échantillon de Bou Azzer). Je discute par la suite les différentes étapes mises en évidence par ces modélisations thermiques.

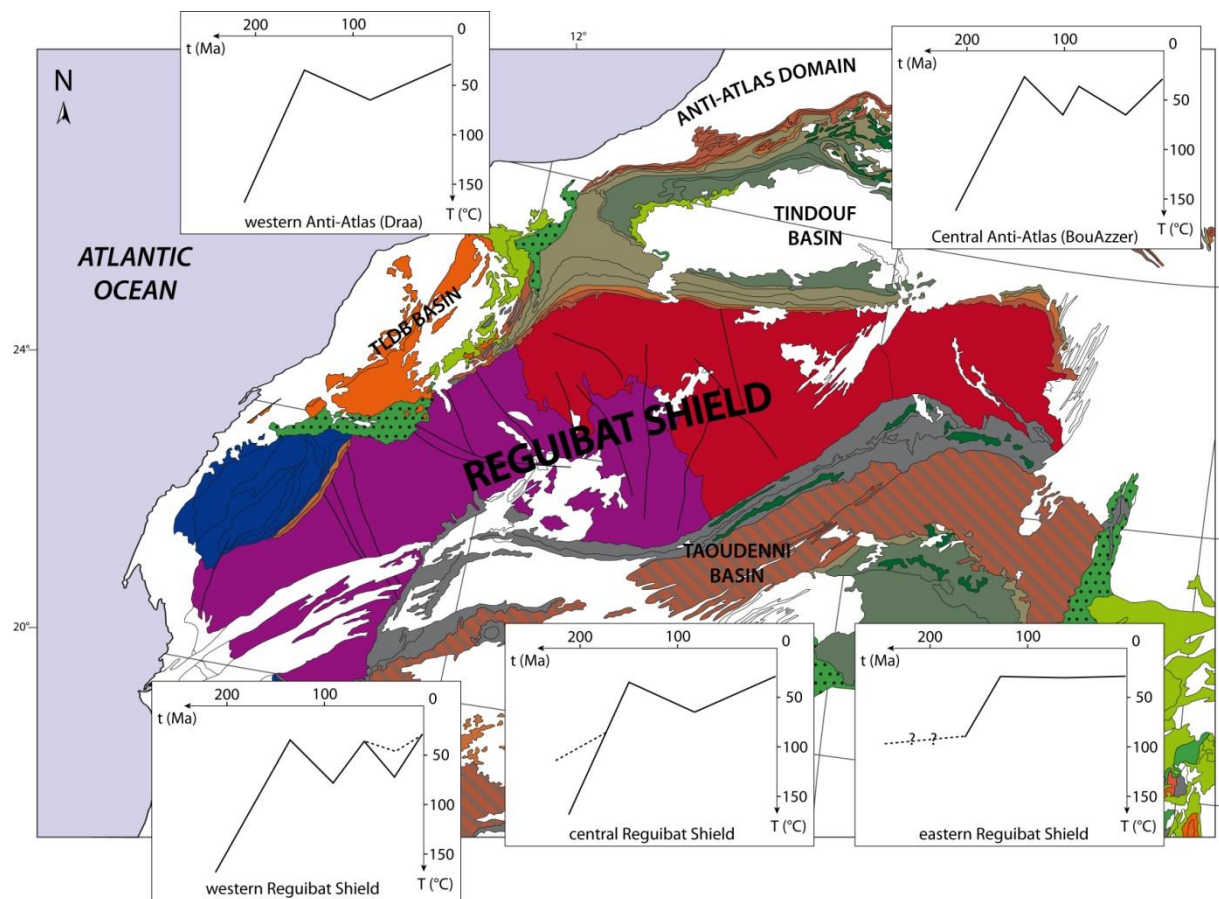


Figure VI-2 : Compilation des histoires thermiques obtenues pour le Nord du COA. Les histoires thermiques de l'Anti-Atlas ne sont qu'au nombre de deux mais sont très similaires à celles déjà identifiées (Ruiz et al., 2011 ; Oukassou et al., 2013). Même légende qu'en figure II-1.

VI.1.B. Evolution anté-crétacé du Bouclier Reguibat

Les modélisations effectuées dans ce travail ont fourni des histoires thermiques relativement cohérentes à l'échelle du Bouclier Reguibat. De façon similaire aux hypothèses qui ont été faites pour le domaine central du Bouclier Reguibat (Fig. IV-28 ; section IV.2.A, article 2), le Paléozoïque est considéré comme étant une période subsidente, au moins jusqu'au début du Carbonifère. Nous n'avons pas toujours pris en compte cette période dans les histoires thermiques (pendant laquelle la région est considérée à la surface au Cambrien étant donné la discordance des terrains paléozoïques sur les terrains antérieurs avant une longue période de subsidence). En effet, les données AFT et AHe ont donné en général des âges relativement jeunes eu égard à la durée du Phanérozoïque et ne peuvent pas apporter de contraintes sur le Paléozoïque. Les épaisseurs de sédiments dans les bassins de Tindouf et Taoudeni indiquent en tout cas des accumulations importantes pendant tout le Paléozoïque et surtout lors du Dévonien et Carbonifère. Quel que soit l'échantillon considéré, il n'est pas mis en évidence d'exhumation liée à l'orogénèse varisque, ni de sédimentation détritique associée qui proviendrait du Bouclier Reguibat pendant le Carbonifère. Sans utiliser de thermochronomètres de plus haute température que ceux de l'apatite, nous sommes limités pour distinguer entre (1) une exhumation du bouclier suivi d'un ré-enfouissement post-varisque dont nous n'avons plus de preuves actuellement et (2) un maintien des échantillons sous des épaisseurs importantes, avec une potentielle exhumation limitée pendant l'orogénèse varisque (comme cela peut être mis en évidence dans l'Anti-Atlas avec les modélisations de Sebt et al. (2009), voir Fig. V-5).

A l'échelle du Sahara, une surface d'érosion est nettement marquée, séparant les roches paléozoïques des roches plus jeunes, souvent tabulaires et mésozoïques (voir la synthèse dans Frizon de Lamotte et al., 2013). Sur le COA, cette discordance majeure est nommée « discordance hercynienne » et caractérisée par le contact entre des roches dont les âges les plus jeunes sont Jurassique supérieur/Crétacé inférieur sur le Paléozoïque légèrement déformé (Dévonien ou Carbonifère en général). De façon générale, le Permien, le Trias et le Jurassique sont absents de la surface du COA, sauf le long de ses bordures : (1) à l'Ouest dans le TLDB, les sédiments profonds du bassin de marge passive préservent des dépôts triasiques et jurassiques (Ranke et al., 1982 ; Davison, 2005) ; (2) au Nord-est/Est sur la plateforme saharienne, des sédiments triasiques ou jurassiques sont conservés, discordants sur le socle paléozoïque (Fig. VI-3).

En conséquence, un hiatus temporel empêche toute conclusion hâtive en ce qui concerne l'histoire du COA depuis le Carbonifère jusqu'au Crétacé inférieur. Plusieurs hypothèses sont possibles :

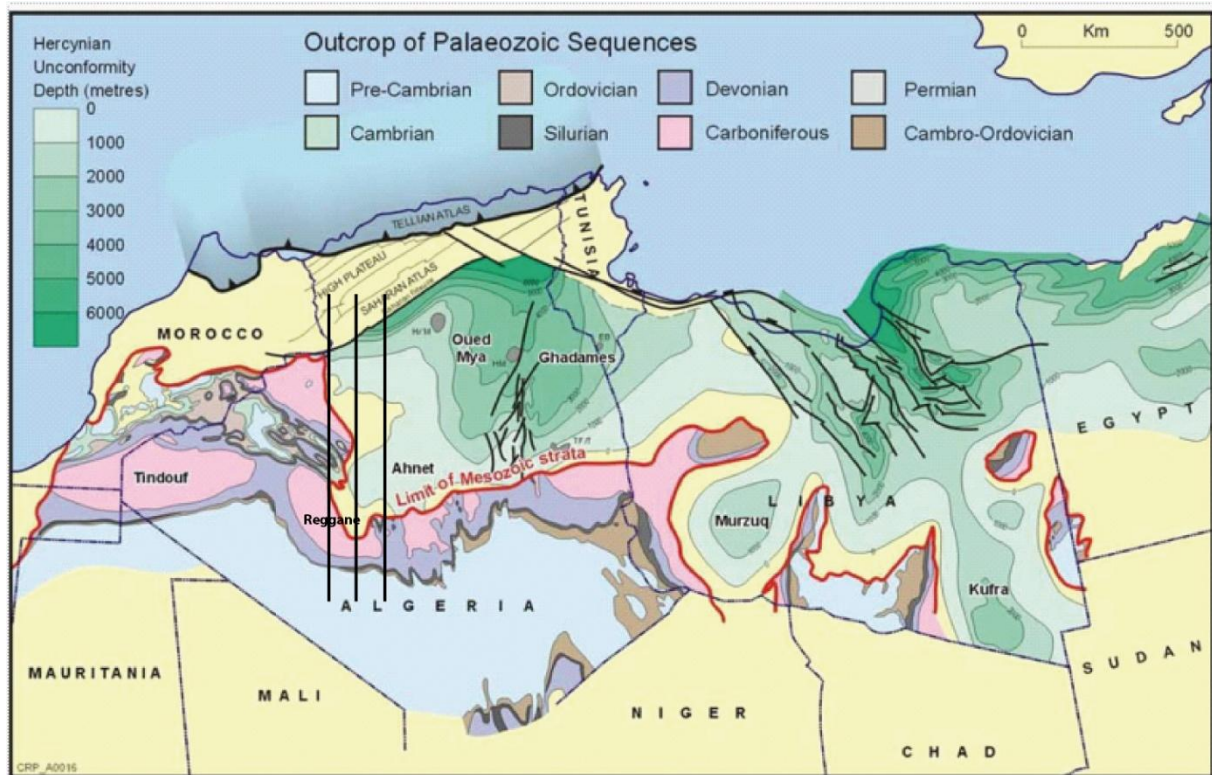


Figure VI-3 : Profondeur de la discordance hercynienne sur la plateforme saharienne (d'après Craig et al., 2010). La ligne rouge indique la limite des séries triasique et jurassique. Le COA est dénué de ces sédiments et ne préserve que les séries détritiques du Jurassique supérieur(?)/Crétacé inférieur, dans le bassin de Tindouf, le TLDB et le long de la suture panafricaine (carte des figures VI-1,-2). La position des coupes de la figure VI-4 est indiquée.

- Le COA pourrait avoir été une zone subsidente pendant cette période, la couverture ayant été érodée au moment du Jurassique supérieur/Crétacé inférieur. Cela peut être vérifié en observant la géométrie des terminaisons sédimentaires triasico-jurassiques sur le COA, par exemple dans les bassins algériens au Nord-est du Bouclier Reguibat et à l'Est du bassin de Tindouf. Le bassin le plus proche est celui de Reggane (Fig. VI-2) et son voisin de l'Ahnet (Fig. VI-3). Une coupe Nord-Sud a déjà été présentée dans la figure IV-41 (Logan et Duddy, 1989) mais celle-ci ne montre que la discordance du « Continental Intercalaire » sur le socle paléozoïque. Un stage de M2 réalisé en partenariat avec TOTAL au sein de l'équipe GEOPS de l'Université Paris-Sud, par P. Galmiche, visait à imager cette discordance sous la plateforme saharienne et déterminer les géométries des formations sédimentaires mésozoïques à son contact. Trois coupes Nord-Sud tirées de ce travail sont présentées dans la figure VI-4.

Les trois coupes ne montrent pas les formations sédimentaires mésozoïques tronquées par l'érosion. Elles se terminent par une géométrie pincée, en biseau et, avec le « Continental Intercalaire », sont elles-mêmes discordantes sur les formations paléozoïques, sans se prolonger plus

au Sud. Cette géométrie indique donc une phase de soulèvement d'au moins 1 km d'amplitude (en prenant comme exemple la coupe à 1°O de longitude) permettant d'obtenir cette structure avec discordance angulaire. Au sommet, le « Continental Intercalaire » remplit des dépressions et se trouve en situation discordante sur les dépôts triasico-jurassiques. Pendant le Trias et le Jurassique, la sédimentation est considérée au Sahara comme étant majoritairement contrôlée par l'eustatisme sur une large plateforme aplanie (Fabre, 2005 ; Guiraud et al., 2005 et références incluses). Ainsi, la géométrie en biseau du Trias et du Lias (qui est la portion du Jurassique bien mise en évidence) résulte probablement des seuls effets eustatiques sur la pénéplaine varisque. Ces formations peuvent avoir été érodées en partie lors du dépôt du « Continental Intercalaire » mais la conservation en profondeur de ces géométries biseautées n'atteste pas d'une extension beaucoup plus large qui aurait pu envoyer le COA, dans sa partie Nord-est ni sur le reste du craton.

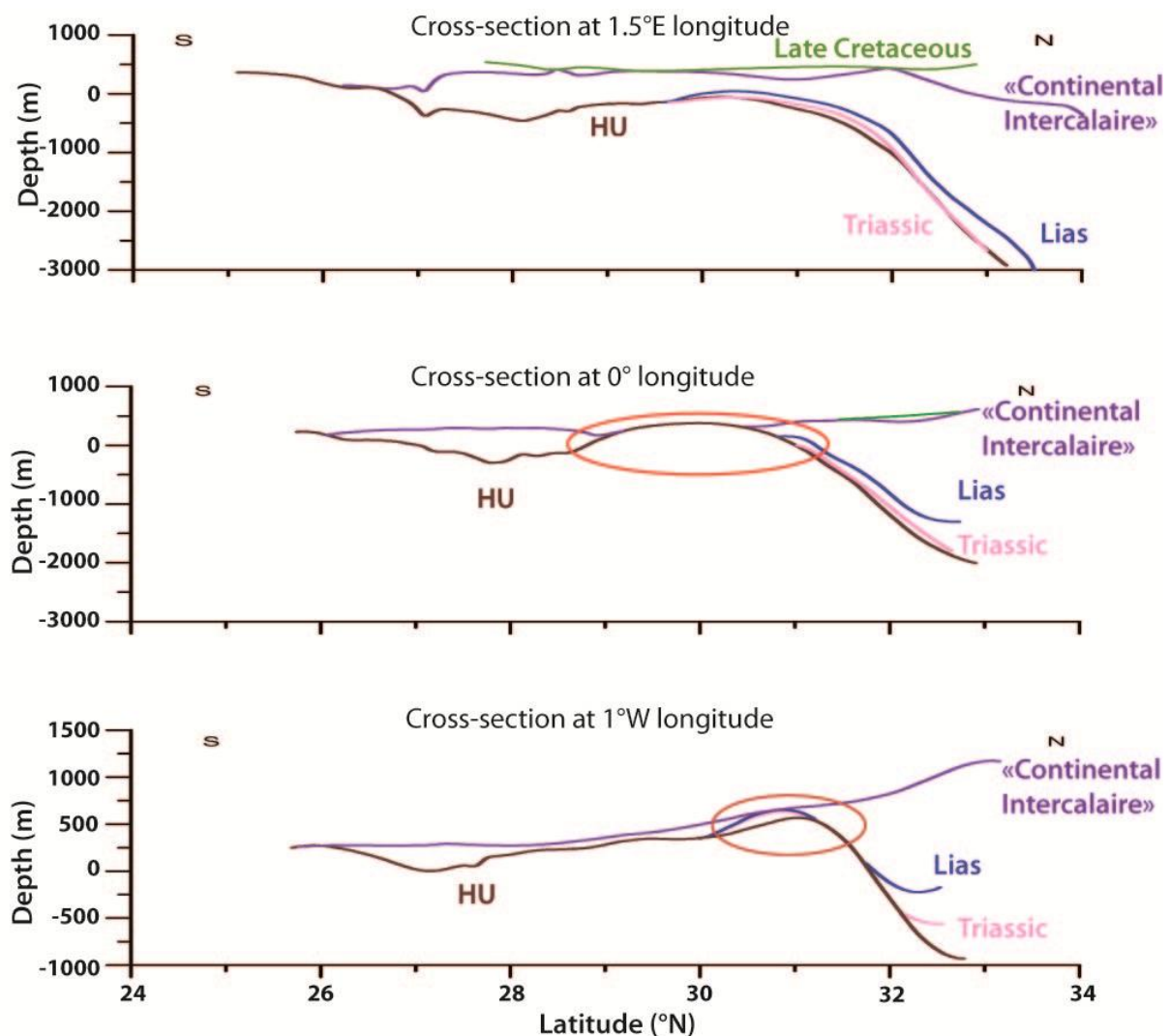


Figure VI-4 : Coupes Nord-Sud dans la plateforme saharienne (localisées sur la fig. VI-3). Tous les traits de couleur indiquent le sommet de la formation. HU : Discordance Hercynienne. Les cercles rouges soulignent les arches de socle.

- Une seconde hypothèse, de Fabre (2005) propose d'expliquer l'absence du Trias et du Jurassique par le fait que les événements magmatiques du CAMP à 200 Ma, auraient produit un volume de basaltes suffisant pour recouvrir de façon importante le craton. L'auteur se base sur des analogies de réseaux de dykes entre CAMP et province basaltique du Karoo en Afrique du Sud. Cette couverture basaltique aurait ensuite été érodée jusqu'à ce que la couverture sédimentaire affleure et soit érodée au Crétacé inférieur. Cette solution n'est pas invraisemblable, mais ne peut pas être vérifiée et malgré l'ancienneté de cet événement magmatique, il faudrait s'attendre à observer de potentiels vestiges de celle-ci, vestiges qui n'existent pas.

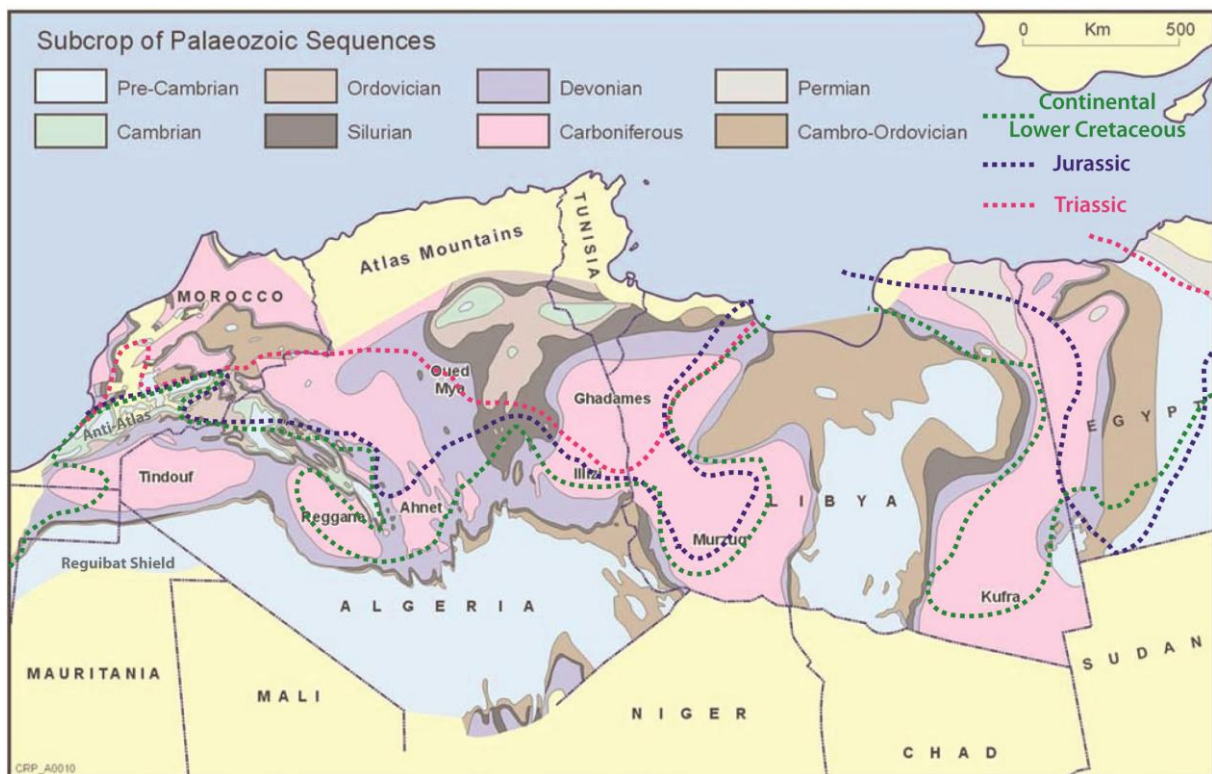


Figure VI-5 : Ecorché géologique du Nord du Sahara montrant les séquences paléozoïques (modifié d'après Craig et al. (2010)). En lignes colorées sont représentées les limites d'extension des dépôts mésozoïques. En violet : le Trias ; en bleu : le Jurassique (marin et continental) ; en vert : le Crétacé inférieur continental (d'après Burollet et Busson, 1983 ; Galmiche, 2012).

- Enfin, en se basant sur les histoires thermiques déterminées dans cette étude, je propose que le socle du Bouclier Reguibat ait refroidi lentement depuis le début du Jurassique, refroidissement accéléré à partir du Jurassique moyen(?)/supérieur jusqu'au Crétacé inférieur. Ceci est attesté par la succession de formations sédimentaires relativement planes l'une sur l'autre du Trias et Lias sur les coupes de la figure VI-4. Un refroidissement lent expliquerait alors le maintien du COA en zone de faible érosion, se soulevant lentement en empêchant les transgressions jurassiques de s'y exprimer (Fig. VI-5). Cette hypothèse est préférée à celles d'une région enfouie jusqu'au Jurassique supérieur et l'hypothèse non-testable du manteau basaltique. Le Nord du COA conservait

probablement en partie sa couverture paléozoïque, maintenant ainsi les échantillons sous des températures élevées jusqu'au Jurassique moyen(?)/supérieur, lorsque le refroidissement s'accéléra.

VI.1.C. Le « Continental Intercalaire » dans le Sahara occidental et central

VI.1.C.1. Le « Continental Intercalaire » : timing et sources

Après le début du Mésozoïque, toutes les histoires thermiques révèlent un refroidissement depuis le Jurassique moyen(?)/supérieur jusqu'au Crétacé inférieur. Ce refroidissement enregistre une baisse de la température depuis 60-70°C pour le domaine oriental et > 100°C pour les domaines occidental et central du bouclier jusqu'à des conditions de surface ou proches de la surface au Crétacé inférieur. Ainsi, d'après les estimations faites dans la section VI.1.A (article 1) et IV.2.D, ce sont potentiellement plusieurs kilomètres de couverture/socle qui ont été érodées à cette occasion sur le Bouclier Reguibat, et peut-être à l'échelle du Nord du COA. Ce refroidissement, lié à une exhumation de grande ampleur, est ici mis en évidence pour la première fois à cette échelle. Il coïncide de plus avec l'événement détritique majeur que constitue le « Continental Intercalaire » et les formations associées, discordantes sur toutes les formations antérieures : (1) dans le Sud-est du TLDB, directement au contact du socle cratonique (Fig. VI-1), (2) dans la partie ouest du bassin de Tindouf et nord-ouest du TLDB (Choubert et al., 1966), dans le bassin de Reggane (Logan et Duddy, 1989) et (3) autour de l'Anti-Atlas et au Nord du Maroc (voir la synthèse de Frizon de Lamotte et al. (2008) et références incluses).

Les questions relatives à cet événement restent donc son timing et sa durée. En reprenant les coupes Nord-Sud de la figure VI-4, la discordance « angulaire » entre les formations biseautées puis déformées du Trias et du Lias et le « Continental Intercalaire » permet de donner un début à ce soulèvement. Le Lias possède encore une forme biseautée sous la discordance d'avec le « Continental Intercalaire » et le soulèvement ne peut avoir eu lieu qu'après, *i.e.* après 200 Ma. Le timing du début du soulèvement n'est néanmoins valide ici que pour le domaine oriental du Bouclier Reguibat, puisqu'il est contraint par les coupes en figure VI-4. Dans le reste du Sahara, du Jurassique moyen au Jurassique supérieur, la plateforme saharienne subit une réduction du niveau marin avec une continentalisation des dépôts jusqu'à la mise en place de systèmes fluviaux au Jurassique supérieur dans la partie sud du Sahara (au Nord du Hoggar, dans les bassins de l'Ahnet, de Murzuq ; Lefranc et Guiraud, 1990 ; Guiraud et al., 2005). La géométrie plutôt tabulaire du Crétacé inférieur semble indiquer que l'exhumation ne s'est par contre peut-être pas prolongée pendant toute la durée du Crétacé inférieur. Le changement de la sédimentation dans le Sud du Sahara, la discordance

du « Continental Intercalaire » observée sur les coupes en figure VI-4 et nos modélisations thermiques suggèrent fortement que les soulèvements du Bouclier Reguibat et peut-être du Bouclier Touareg sont les contributeurs principaux aux nappes détritiques qui envahirent le Sahara du Jurassique supérieur à l'Apto-Albien. D'autre part, les mesures de courant faites à l'Aptien inférieur montrent que les sources des sédiments se situaient alors au Sud des bassins sahariens (Fig. II-7, d'après Vila, cité dans Fabre (2005)).

Le travail de géochronologie détritique sur zircon présentée dans la section IV.2.E permet également de proposer une exhumation du socle du domaine occidental du Bouclier Reguibat ainsi que de la contribution d'une ancienne couverture sédimentaire. Ces âges U-Pb mettent en évidence la contribution d'un socle panafricain et paléoprotérozoïque. Enfin, Einsele et von Rad (1979) ont pu montrer qu'un socle métamorphique alimentait la sédimentation d'âge crétacé inférieur dans le domaine offshore du TLDB. Le Bouclier Reguibat peut donc être vu comme la source principale alimentant ces dépôts. Cependant, la contribution à ce matériel détritique du bassin de Taoudeni n'est pas connue et nous n'avons pas d'arguments permettant d'exclure qu'il ne fut pas lui-même soulevé et érodé, contribuant alors comme source. Les travaux de Fabre et al. (1996) ont prouvé que les formations crétacées dans le bassin du Tanezrouft et du sous-bassin du Hank ne sont pas plus vieilles que le Cénomano-Turonien. Cela en fait une région légèrement subsidente après le Crétacé inférieur. Ainsi, l'absence de sédiments équivalents du « Continental Intercalaire » pourrait résider dans le fait qu'une large partie nord du bassin de Taoudeni ait contribué à alimenter les nappes détritiques à cette époque en subissant de même un soulèvement.

VI.1.C.2. Causes à l'origine du « Continental Intercalaire »

Les observations faites précédemment tendent à considérer que c'est tout le Bouclier Reguibat qui se soulève, et fournit le matériel détritique correspondant au « Continental Intercalaire » sur la marge passive atlantique, le Sud-ouest des bassins sahariens et dans le bassin de Tindouf. Les résultats de TBT montrent que cet événement de refroidissement varie cependant en amplitude, de façon décroissante vers l'Est (Fig. VI-2). Les domaines occidental et central ont donc focalisé l'essentiel de la dénudation intervenue à cette époque.

Cette observation mise en avant, est-il possible de considérer que la dénudation est directement liée à la dynamique de la marge passive, produisant ainsi ce gradient décroissant vers l'intérieur du continent ? La majorité des explications habituelles considérant le problème de

l'exhumation sur le domaine onshore des marges passives se focalisent le plus souvent sur un domaine continental étroit et prédisent un soulèvement dans une zone souvent restreinte d'environ 200-250 km (Weissel et Karner, 1989 ; Braun et Beaumont, 1989 ; van der Beek et al., 1994 ; Leroy et al., 2008). De fait, cette approche empêche d'appréhender le signal d'exhumation observé ici, qui requiert davantage une explication à plus grande échelle. Le problème spécifique de l'Atlantique Central a été abordé par von Rad et Sarti (1986) qui ont synthétisé les changements sédimentologiques survenant à la transition Jurassique/Crétacé sur les marges passives du Nord de l'Océan Atlantique Central. Leur synthèse met d'ailleurs en évidence le fait qu'il y a passage d'une sédimentation carbonatée de plateforme ou hemipélagique, avec des systèmes deltaïques épais de type Wealden et leurs cônes sous-marins associés. En ce qui concerne le craton lui-même, des explications vraisemblables doivent prendre en compte au moins deux aspects : (1) la diminution de l'amplitude de la dénudation vers l'Est et (2) le réchauffement qui survient de façon systématique pour les échantillons des domaines occidental et central du Bouclier Reguibat après le début du Crétacé inférieur.

Comme je l'ai discuté précédemment, il semble qu'un phénomène simplement limité à la marge passive n'est pas suffisant. La topographie dynamique est une hypothèse vraisemblable, puisqu'elle serait à même de rendre compte de la succession exhumation/enfouissement qui est mise en évidence. L'hypothèse de topographie dynamique à l'origine de mouvements cratoniques a été explorée dans le cas du craton Slave en Amérique du Nord par Flowers et al. (2012). Les auteurs ont utilisé un modèle de convection thermo-chimique 3D pour générer les mouvements mantelliques à grande échelle en prenant en compte la nature et la position des limites de plaques au cours du temps. Ce modèle convectif permet de prédire les comportements en termes de topographie dynamique et de conforter certaines tendances prédites par leurs modélisations thermiques (Fig. VI-6).

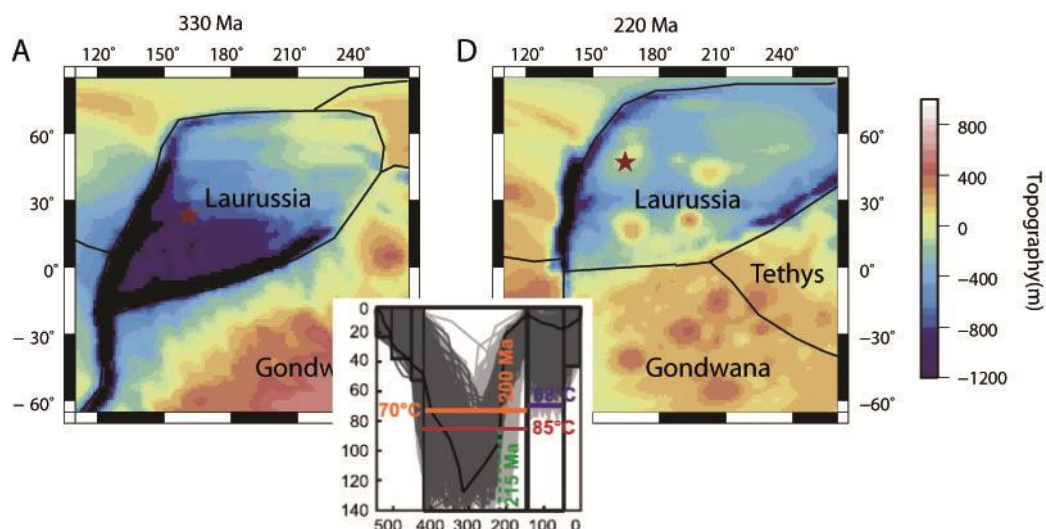


Figure VI-6 : Modélisations numériques de topographie dynamique, utilisant un modèle de convection thermochimique 3D (de Flowers et al., 2012). Le modèle montre deux instants : 330 et 220 Ma. En bas est fournie l'une des modélisations thermiques représentative du craton Slave (de Ault et al., 2013). Le maximum thermique est atteint vers 330 Ma. Ceci est cohérent avec les prédictions du modèle thermochimique (en haut à gauche) tandis que des conditions moins profondes sont atteintes vers 220 Ma (en haut à droite).

En suivant cette hypothèse, un mécanisme similaire pour l'exhumation Jurassique supérieur/Crétacé inférieur du Nord du COA peut être proposé. La déchirure continentale dans l'Océan Atlantique Central est suivie d'une phase d'accrétion lente pendant les 20 premiers millions d'années (~0,8 cm/a). Le taux d'accrétion accélère ensuite jusqu'à la fin du Jurassique atteignant 1,7 cm/a après 170 Ma et jusqu'à 2,8 cm/a juste avant la transition Jurassique/Crétacé. Ce taux chute ensuite à 1,5 cm/a jusqu'à 125 Ma (Fig. VI-7 ; Labails et al., 2010). Cette augmentation du taux d'expansion dans le nouvel océan peut signifier un renforcement du régime thermique à l'axe de la dorsale qui décroît ensuite pendant le Crétacé inférieur. Une remontée massive de matériel mantellique chaud pendant la fin du Jurassique aurait ainsi pu générer une topographie de grande amplitude autour de l'Océan Atlantique Central, encore relativement étroit, à la manière d'un panache « diffus » de grande ampleur. Notons ici que l'événement magmatique qui le précéderait, le CAMP, couvrit d'importantes surfaces sur trois continents différents (Fig. II-6 ; Marzoli et al., 1999 ; Verati et al., 2005, 2007) et il s'agirait alors d'un second « pulse » thermique de moindre ampleur dans ce cas (peut-être faiblement enregistré par un faible volcanisme au Maroc, voir la synthèse de Frizon de Lamotte et al., 2008). Ce phénomène, surimposé à l'effet de rebond isostatique habituel sur les marges passives, pourrait donc expliquer le fait que l'érosion fût plus importante à l'Ouest qu'à l'Est du Bouclier Reguibat. Le ralentissement du taux d'expansion, de la même façon, aurait entraîné une diminution de cette topographie, diminution accentuée par (1) la subsidence thermique

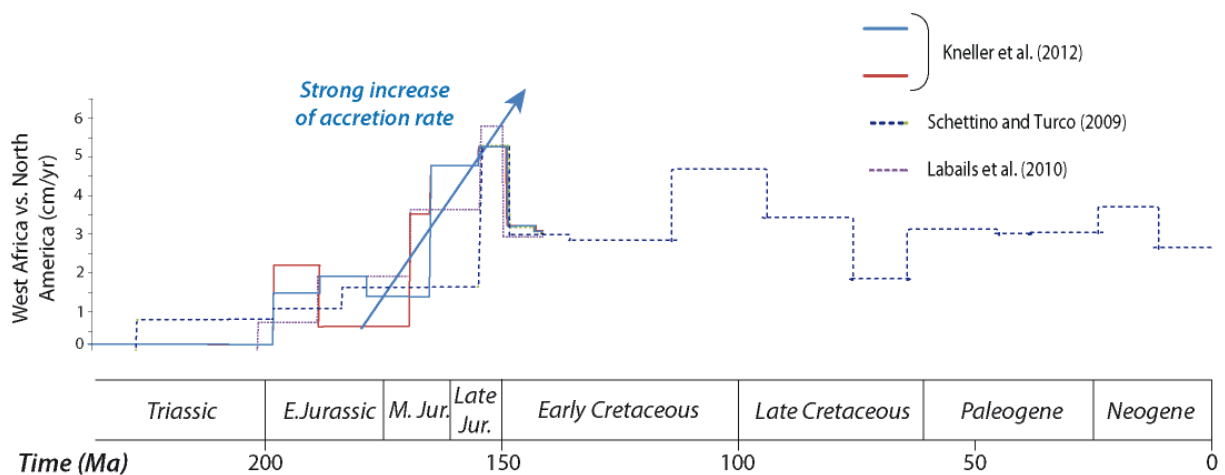


Figure VI-7 : Taux d'expansion dans l'Atlantique Central pendant le Méso-cénozoïque. Les données proviennent des études de Schettino et Turco (2009), Labails et al. (2010) et Kneller et al. (2012).

potentielle qui suit le réchauffement et (2) la charge sédimentaire sur le WAC et principalement ses bordures, issue de l'érosion précédente (comme je le suggère en section IV.1.B pour le domaine occidental du Bouclier Reguibat).

Par rapport à l'histoire thermique du Bouclier Reguibat, l'hypothèse d'une anomalie thermique liée à des mouvements mantelliques rend compte des résultats obtenus. Celle-ci pourrait même servir à expliquer le soulèvement qui survient également au Maroc septentrional, *i.e.* dans la Meseta (Fig. IV-15 ; Ghorbal et al., 2008 ; Saddiqi et al., 2009) dans l'Anti-Atlas (Fig. VI-1, V-2,-5 ; Ruiz et al., 2011 ; Sebti, 2011 ; Oukassou et al., 2013). L'hypothèse d'une régression qui se produit pendant le Berriasien pour expliquer la fin de la sédimentation carbonatée le long des côtes marocaines (von Rad et Sarti, 1986) apparaît insuffisante et le soulèvement synchrone qui survient dans le domaine continental de la marge passive apporte un complément qui permet d'envisager la mise en place des grands deltas du Crétacé inférieur.

D'autres hypothèses ont été proposées pour expliquer ce soulèvement, en particulier tectonique. Cependant, il n'y a pas a priori de preuves d'événements tectoniques de grande ampleur qui suffiraient à expliquer ce soulèvement au cours du Jurassique (Bellion, 1989) et cette hypothèse semble donc une explication inappropriée. Bertotti et Gouiza (2012) ont accrédité la thèse du raccourcissement tectonique pour générer en grande partie l'uplift. De fait, plusieurs études, dans des contextes géologiques différents, ont proposé que le raccourcissement puisse générer des soulèvements post-rift sur les marges passives (Doré et al., 2008 ; Cloetingh et Burov, 2011). Néanmoins, les preuves de ce raccourcissement à la transition Jurassique/Crétacé sont fragmentaires, de très faible ampleur, ou inexistantes comme c'est le cas dans la région sud du Maroc dans le TLDB (Hafid et al., 2008). L'étude limitée géographiquement d'affleurements par Bertotti et Gouiza (2012) rend l'hypothèse tectonique impossible à extrapoler à une échelle plus large que les seuls affleurements observés. De plus, l'héritage structural complexe du socle du Maroc (au Nord, voir Missenard et al., 2007) fait que la réactivation de failles pourrait très bien se produire sous la contrainte d'une anomalie thermique liée à des flux mantelliques via des contraintes cisailantes en base de lithosphère. La poussée à la ride du nouvel océan dans l'Atlantique central pourrait ainsi être considérée comme une force importante à prendre en compte, à l'origine d'un transfert de contraintes horizontales (Doré et Lundin, 1996 ; Lundin et Doré, 2002). Cependant, cette poussée comme le raccourcissement devraient mettre en place des structures tectoniques qui n'existent pas dans le Sud du Maroc. Cette hypothèse n'est pas à exclure, mais elle nécessiterait beaucoup plus d'études structurales pour attester ou non de son existence, et de modélisations adéquates pour comprendre si elle suffit pour générer un tel soulèvement.

VI.1.D. Le Crétacé supérieur et le Cénozoïque

Après le début du Crétacé inférieur, la majorité des échantillons furent réchauffés (Fig. VI-2) à des températures maximales de l'ordre de 60-70°C, au maximum 80°C. Cela est moins évident pour le domaine oriental du Bouclier Reguibat qui a pu rester dans des conditions proches de la surface. Il a été expliqué dans la partie précédente que ce réchauffement serait probablement dû à la diminution de l'intensité d'une topographie dynamique accompagnée d'une potentielle subsidence thermique. La force de l'upwelling mantellique diffus évoqué précédemment décroît alors, et affecte la topographie qui s'enfonce, d'autant plus que la charge sédimentaire accroît cette tendance. L'espace disponible autoriserait la progression des dépôts vers l'intérieur des terres. Ces dépôts loin dans l'intérieur du continent pourraient également être facilités par la transgression majeure qui s'annonce dès l'Apto-Albien, atteignant son paroxysme au Cénomano-Turonien. Ces hauts niveaux marins ont dégagé l'espace disponible pour accumuler des sédiments en quantité suffisante pour expliquer le réchauffement observé alors. La surface aplanie sur de larges surfaces du craton a dû également favoriser cette transgression. Quelques zones, à l'héritage tectonique important furent plus subsidentes, comme c'est le cas pour la mer trans-saharienne qui connectait alors la Téthys à l'Atlantique Sud (Fig. II-10 ; Courville et al., 1998 ; Luger, 2003). D'ailleurs, Fabre et al. (1996) ont montré que le Cénomano-Turonien pouvait aussi s'étendre bien plus vers l'Ouest dans le bassin de Taoudeni que ne le laissent supposer les dépôts préservés.

Le date et la durée de l'événement de refroidissement suivant n'est pas univoque (Fig. VI-2). Il commence au plus tôt au début du Crétacé supérieur dans le domaine occidental du Bouclier Reguibat. Il est possible que ce refroidissement coïncide avec le début de la convergence Afrique/Europe, d'après les études cinématiques de Rosenbaum et al. (2002). Frizon de Lamotte et al. (2009) suggèrent que le début de la convergence aurait engendré des contraintes compressives à l'échelle du Nord de l'Afrique, donnant naissance à de larges structures anticlinales lithosphériques (Fig. VI-8). Cette hypothèse, d'après nos modélisations thermiques, permettrait d'envisager la mise en place de ces structures au Coniacien/Santonien. Cela coïncide avec la reconnaissance d'un événement compressif à l'échelle de l'Afrique du Nord (Guiraud et Bosworth, 1997). Pour le domaine central de Reguibat, le début de ce refroidissement est moins bien contraint mais peut être daté du Crétacé supérieur tandis qu'il n'est pas observé dans le domaine oriental du Yetti-Eglab. Dans le cas du domaine central, le problème réside dans la résolution de l'histoire thermique pour la période Crétacé supérieur/Paléogène. Rien n'exclut a priori l'existence d'un événement de refroidissement, même modéré au moment du Coniacien/Santonien, dont l'amplitude maximale se trouverait à l'Ouest et se propagerait en diminuant en amplitude vers le cœur du craton. La flèche rouge sur la

figure VI-8, proposition faite par Frizon de Lamotte et al. (2009) figurerait ainsi le refroidissement mis en évidence par les modélisations thermiques qui ont été menées dans ce travail. Cette déformation mettant en place cette structure ne semble pas visible dans le domaine oriental ou alors se confond avec l'événement de refroidissement lié à l'anomalie thermique.

Dans le Bouclier Reguibat occidental, où les modélisations donnent les résultats les plus complexes (Fig. VI-2), un cycle supplémentaire de réchauffement/refroidissement est mis en évidence, pour les échantillons de la zone nord. Les marges passives focalisent des variations latérales importantes de géométrie de la lithosphère et leur position privilégiée à la charnière océan/continent les rend tout particulièrement aptes à subir de nombreuses influences pouvant produire des mouvements verticaux (Doré et al., 2008 ; Holford et al., 2009 ; Farrington et al., 2010 ; Armitage et al., 2013 ; Fairhead et al., 2013 ; Yamato et al., 2013). Ainsi, ce cycle thermique supplémentaire serait lié à un caractère spécifique de la marge passive sud du Maroc. Il n'est pas à

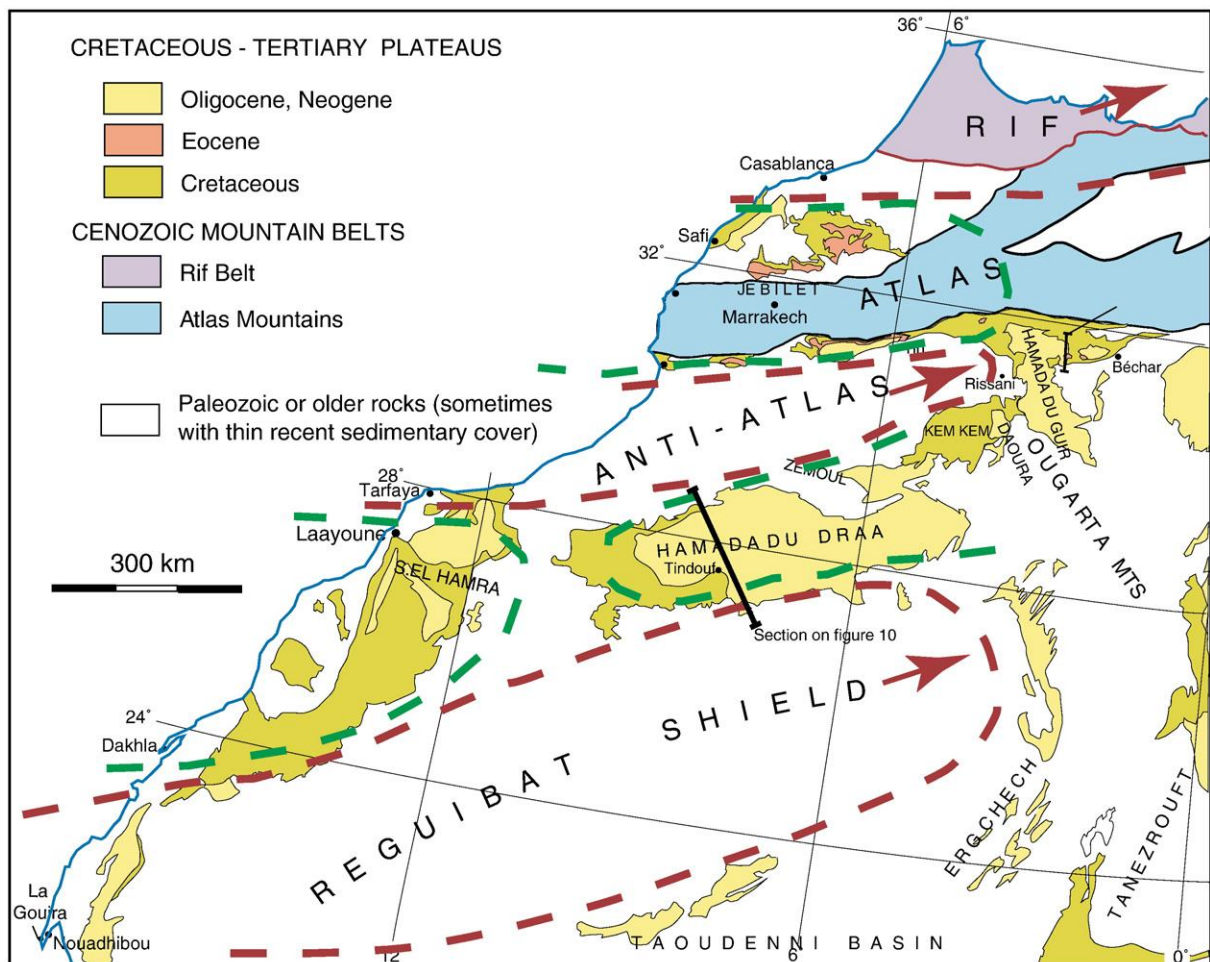


Figure VI-8 : Carte géologique du Nord-ouest africain (de Frizon de Lamotte et al., 2009). En lignes tiretées rouges sont soulignées les limites des anticlinaux « lithosphériques » et en lignes vertes tieretées, les synclinaux lithosphériques correspondants.

exclure que celui-ci s'inscrive dans un événement qui affecte une région plus large que le seul Sud du TLDB, mais les données permettant de mieux le contraindre sont insuffisantes.

Enfin, le craton dans son ensemble aurait subi un refroidissement jusqu'aux conditions de surface actuelle pendant le Cénozoïque. Ce refroidissement est reconnu sur l'ensemble du Bouclier Reguibat, dans des conditions néanmoins très limitées pour le domaine oriental, qui a du subir une érosion très lente depuis le refroidissement crétacé. Les domaines occidental et central ont été exhumés plus rapidement. Le domaine central semble être exhumé lentement depuis le début du Crétacé supérieur et cette exhumation se poursuit au Cénozoïque avec une vitesse similaire tandis qu'elle est clairement plus rapide dans le domaine occidental. L'évolution cénozoïque sera discutée plus en détail dans la section VI.3.

VI.2. De la déformation des marges passives : comparaison avec la marge conjuguée nord-américaine

L'intervention d'un mécanisme basée sur une anomalie thermique à l'échelle continentale doit éventuellement pouvoir être retrouvée sur la marge conjuguée est-américaine. Une importante quantité de données TBT existe sur la marge occidentale de l'Océan Atlantique Central. Peu de synthèses ont néanmoins été faites sur la stratigraphie des différents bassins le long de la marge (Grow et Sheridan, 1988 ; Miall et al., 2008 ; voir références incluses). De plus, de nombreuses études de TBT ont été effectuées sur la partie continentale de la marge : sur les Appalaches (Miller et Duddy, 1989 ; Crowley, 1991 ; Boettcher et Milliken, 1994 ; Spotila et al., 2004 ; Reed et al., 2005 ; McKeon et al., 2013), sur la chaîne greenwillienne de l'Adirondack et la Nouvelle-Angleterre (Roden-Tice et al., 2000 ; Roden-Tice and Wintsch, 2002 ; Roden-Tice et Tice, 2005 ; Roden-Tice et al., 2009 ; Taylor et Fitzgerald, 2011 ; Roden-Tice et al., 2012), sur les larges bassins intracratoniques et le sud du craton canadien (Crowley, 1991 ; Wang et al., 1994 ; Lorencak et al., 2004) et sur la Nouvelle-Ecosse (Grist et Zentilli, 2003).

Tout d'abord, Jansa et Wiedmann (1982) suggérèrent une histoire mésozoïque inférieure similaire pour les deux marges conjuguées d'Afrique du Nord-ouest et d'Amérique de l'Est, sur la base d'une étude comparative de leur stratigraphie. Les auteurs s'accordent ainsi sur une similitude pendant les étapes initiales du rifting (Jansa et Wiedmann, 1982 ; von Rad et Sarti, 1986) jusque après l'ouverture océanique (fin du Jurassique inférieur), suivi par l'édification de part et d'autre de l'Atlantique de vastes plateformes carbonatées (fig. II-16 ; VI-9). La similitude entre les

enregistrements stratigraphiques pour deux sous-bassins conjugués des deux marges est frappant (Fig. VI-10).

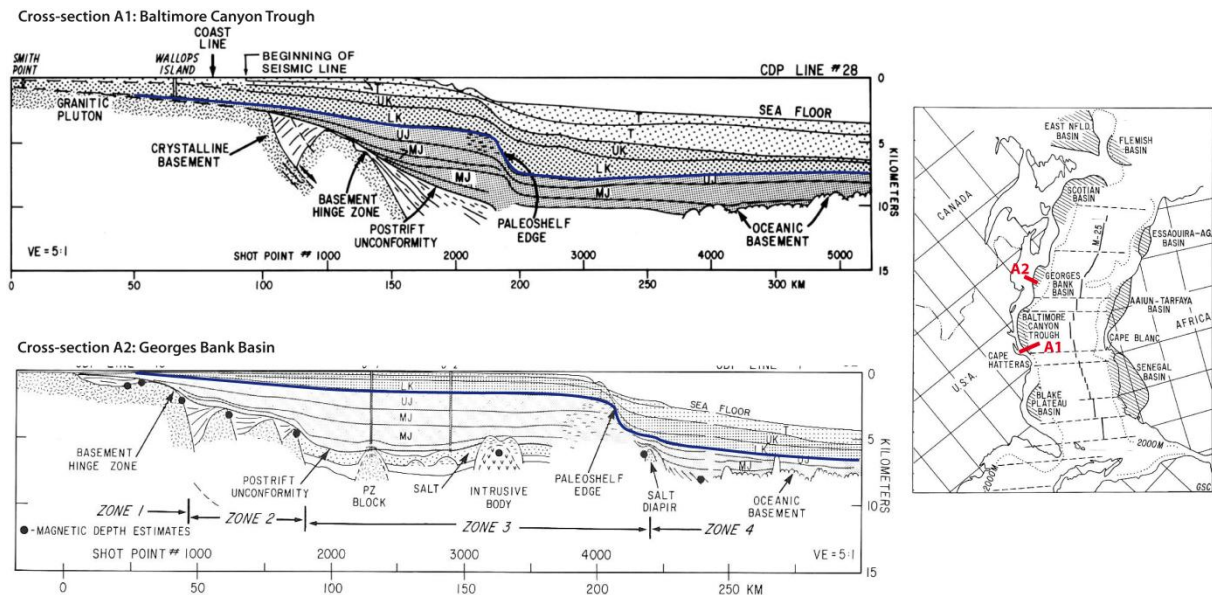


Figure VI-9 : Coupes de deux bassins offshore de la marge passive est-américaine, dans le Baltimore Trough Canyon (A1, de Grow et al., 1986) et du Georges Bank Basin (A2 ; de Schlee et Klitgord, 1988). La ligne en bleu foncé sur les coupes indique le sommet de la plateforme carbonatée jurassique.

Une des caractéristiques majeures de cet enregistrement réside dans l'enneigement de la plateforme carbonatée pendant le Crétacé inférieur. La bordure de la plateforme carbonatée dans les sous-bassins de la marge passive américaine (Baltimore Canyon Trough, Georges Bank basin et Scotian basin) a à cette occasion migré vers le large face à la progradation des dépôts détritiques deltaïques (Grow, 1980 ; Schlee et Klitgord, 1988 ; Poag et Sevon, 1989). A cette époque, une activité magmatique survient également, comme c'est le cas dans le Baltimore Canyon Trough où se mettent en place des basaltes (Schlee et al., 1976). Dans les bassins plus au Sud, la plateforme carbonatée se maintient, à la fois sur le Blake Plateau côté américain et dans le bassin du Sénégal côté africain (Jansa et Wiedmann, 1982).

Les dépôts d'âge crétacé inférieur sont majoritairement absents de la partie onshore des bassins de la marge passive américaine. Est-ce que cette observation géologique pourrait être expliquée par les données TBT existantes ? J'ai réalisé un modèle numérique de terrain de l'Est de l'Amérique du Nord montrant une synthèse des données AFT (Fig. VI-11), avec trois profils tracés perpendiculairement depuis la côte vers l'intérieur du continent, sur lesquels sont projetés les âges, de façon à comparer directement avec la figure VI-1 la répartition de ces âges (Fig. VI-12).

Au premier abord, l'observation des figures VI-11 et VI-12 permet de constater que la répartition des âges AFT suit une augmentation vers l'intérieur du continent. En détail, sur chacune

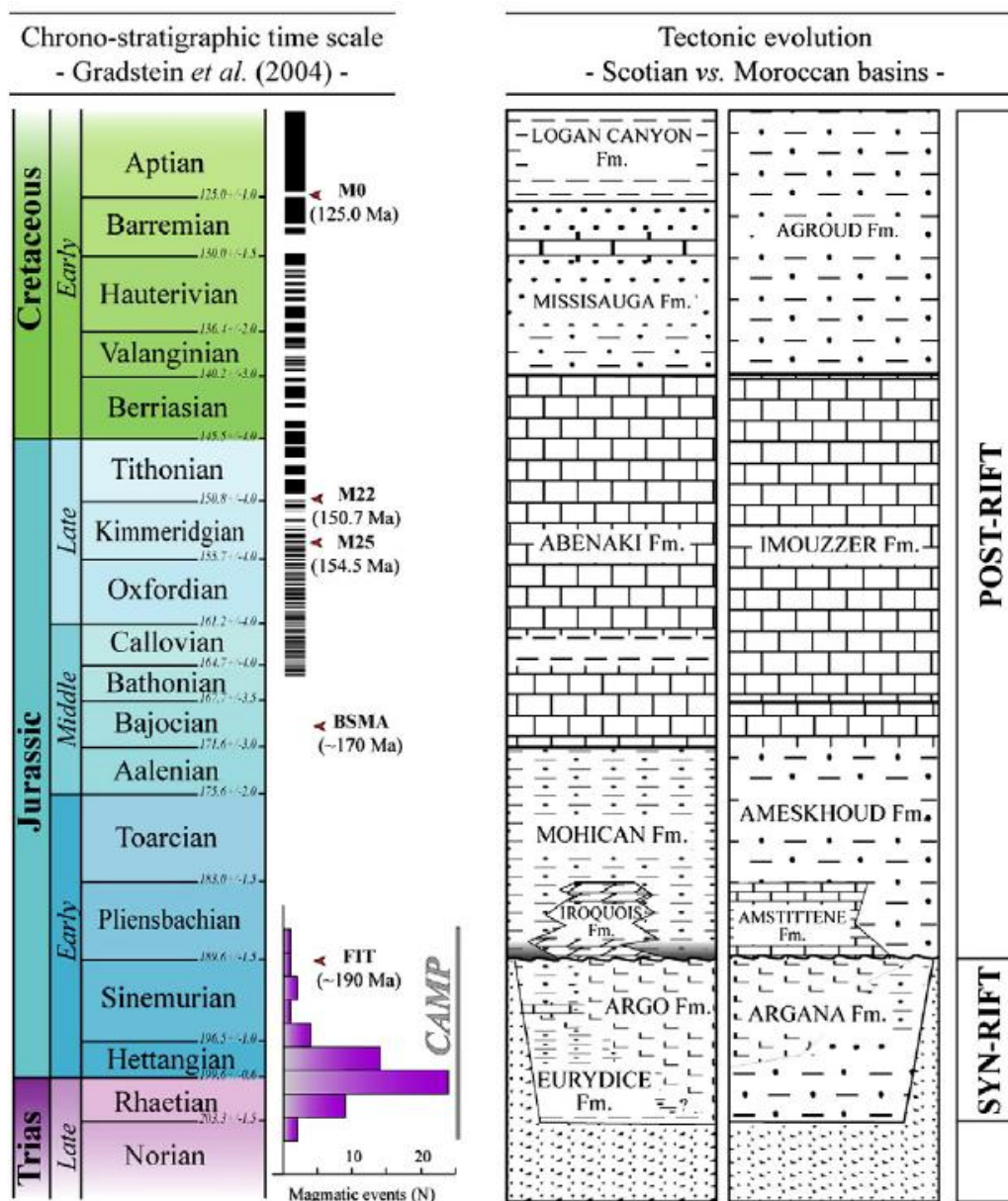


Figure VI-10 : Synthèse des données stratigraphiques dans les bassins conjugués de Nouvelle-Ecosse et du Nord du Maroc (d'après Labails et al., 2010). On remarque les grandes similitudes partagées par ces deux régions jusqu'au Crétacé.

des marges, un changement dans les âges se produit à partir de 600-700 km de la côte. De la côte jusqu'à cette zone de transition, les âges AFT sont similaires, dans une gamme allant de 100 à 200 Ma pour les deux marges. Cependant, les âges AFT sont majoritairement compris entre 150 et 200 Ma en Afrique et entre 100 et 150 pour la partie conjuguée américaine. Dans tous les cas, les âges AFT plus grands à l'intérieur du continent montrent par contraste le rajeunissement, non seulement du domaine habituellement lié à la marge passive (200-250 km ; voir Gallagher et al., 1998) mais également un domaine plus continental jusqu'à 600-700 km de la côte. Les histoires thermiques déterminées par les auteurs (cités précédemment) attestent de l'existence d'un événement de

refroidissement pendant le Crétacé, se produisant généralement dans le Crétacé inférieur mais aussi au Crétacé supérieur, généralement plus tard donc, qu'en Afrique du Nord-ouest.

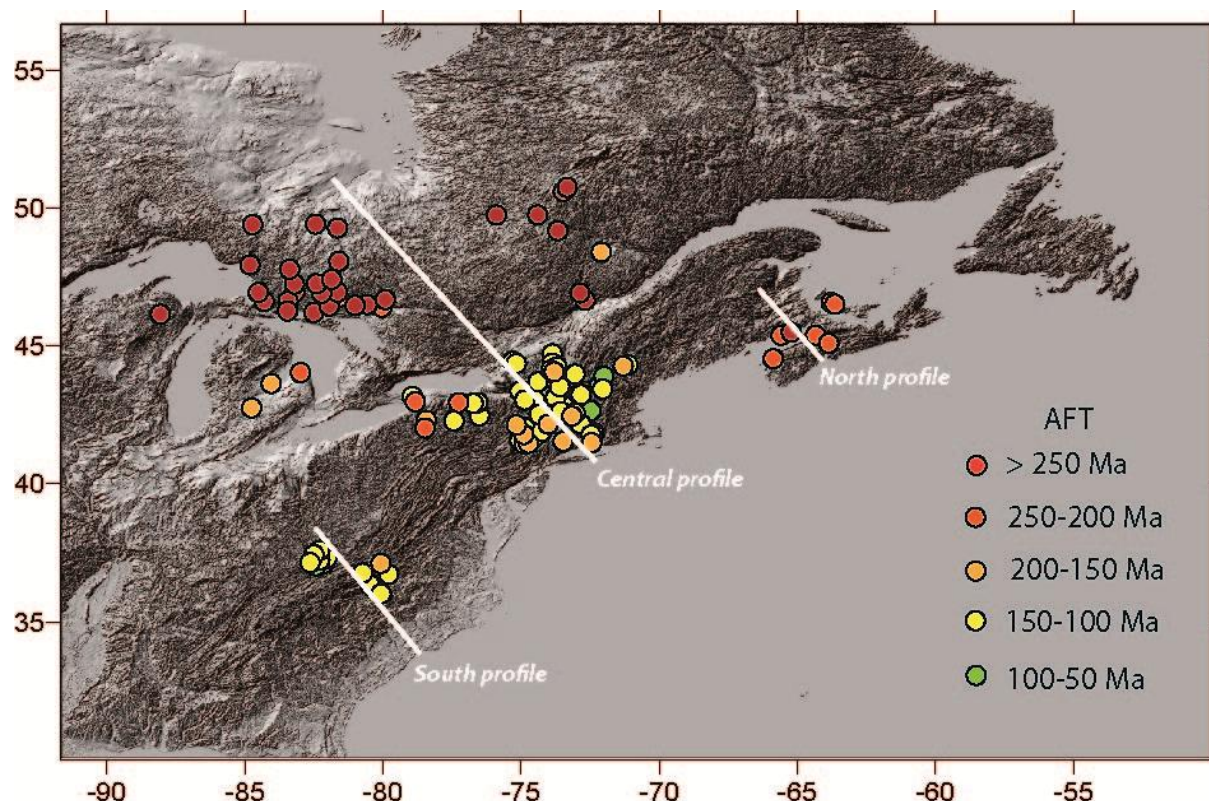


Figure VI-11 : MNT de l'Est de l'Amérique du Nord. Les âges aFT sont indiqués, selon leur gamme d'âge. Cette compilation a été effectuée à partir des données de Crowley (1991), Wang et al. (1994), Boettcher et Milliken (1994), Roden-Tice et al. (2000), Roden-Tice et Wintsch (2002), Grist et Zentilli (2003), Lorencak et al. (2004), Spotila et al. (2004), Roden-Tice et Tice (2005), Taylor et Fitzgerald (2011) et Roden-Tice et al. (2012). En lignes blanches sont localisés les trois profils sur lesquels ont été projetées les données AFT, pour construire la figure VI-12.

Dans la section IV.1.B., à propos des différences entre les marges africaine et américaine, nous avons pu constater qu'un vestige d'escarpement existe dans la partie américaine (Spotila et al., 2004). Sachant que les âges AFT jeunes s'étendent loin dans l'intérieur des terres, il est peu probable qu'un soulèvement global ait pu générer cette caractéristique géomorphologique, qui résulte plus probablement des propriétés mécaniques intrinsèques de la marge passive lors de sa mise en place (*i.e.* en fonction de sa structure crustale/lithosphérique). Néanmoins, d'après ces âges et les modélisations, ainsi que l'enregistrement stratigraphique, une exhumation généralisée d'une bande continentale sur plus de 600 km de largeur a eu lieu, qui ne peut pas être reliée à l'évolution géomorphologique classique sur les marges passives (Bishop, 2007 ; Japsen et al., 2012). En conséquence, ce soulèvement global est enregistré de part et d'autre de l'Atlantique pendant le Crétacé inférieur et ne peut pas être expliqué par les mécanismes classiques d'évolution des marges. Nous proposons donc de revenir sur l'hypothèse d'un accroissement du flux mantellique à la

transition Jurassique/Crétacé déjà évoquée et développée pour l'origine du « Continental

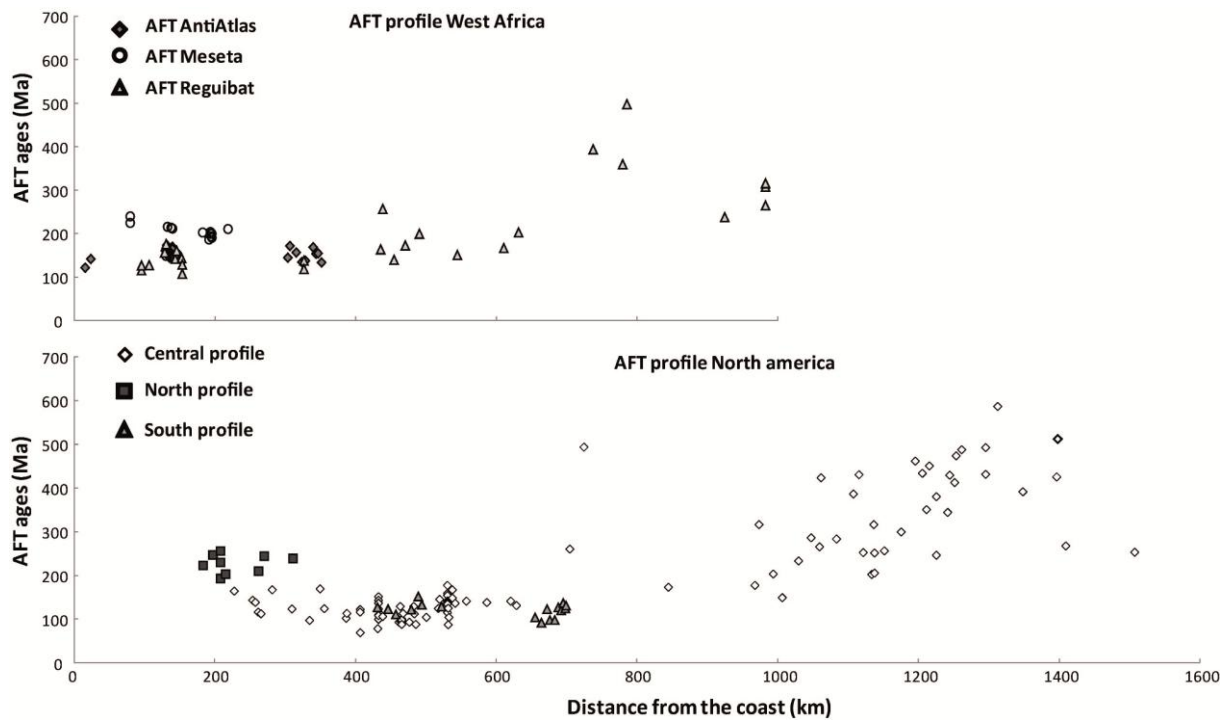


Figure VI-12 : Projections des âges AFT selon des profils perpendiculaires à la côte est-américaine et nord-ouest africaine. Les profils sont présentés sur les figures IV-7a (section IV.1.B) pour l'Afrique et VI-11 pour l'Amérique.

Intercalaire ». Cette anomalie mantellique pourrait avoir été préférentiellement localisée plus proche de l'Afrique que de l'Amérique du Nord dans l'Océan Atlantique Central. Il en résulte ainsi un temps de réponse différent qui expliquerait la différence de gammes d'âges AFT pour les deux marges conjuguées, plus jeune sur la partie américaine. La localisation de cette anomalie doit être recherchée exclusivement dans la partie nord de l'océan puisque l'enregistrement stratigraphique plus au Sud ne montre pas d'accroissement des apports détritiques, avec au contraire, le maintien des plateformes carbonatées.

VI.3. Evolution du Nord du COA et du domaine atlasique pendant le Phanérozoïque

L'importante quantité de données TBT et d'études de terrain sur l'Afrique du Nord-ouest permettent de dresser le tableau de l'évolution générale des mouvements verticaux qui l'affectent pendant le Phanérozoïque, en termes d'exhumation et de subsidence. Dans la figure IV-13, une synthèse des données TBT pour l'Afrique du Nord-ouest est proposée, contenant les résultats de ce travail, ainsi que ceux concernant la Meseta marocaine (Ghorbal et al., 2008 ; Saddiqi et al., 2009), de

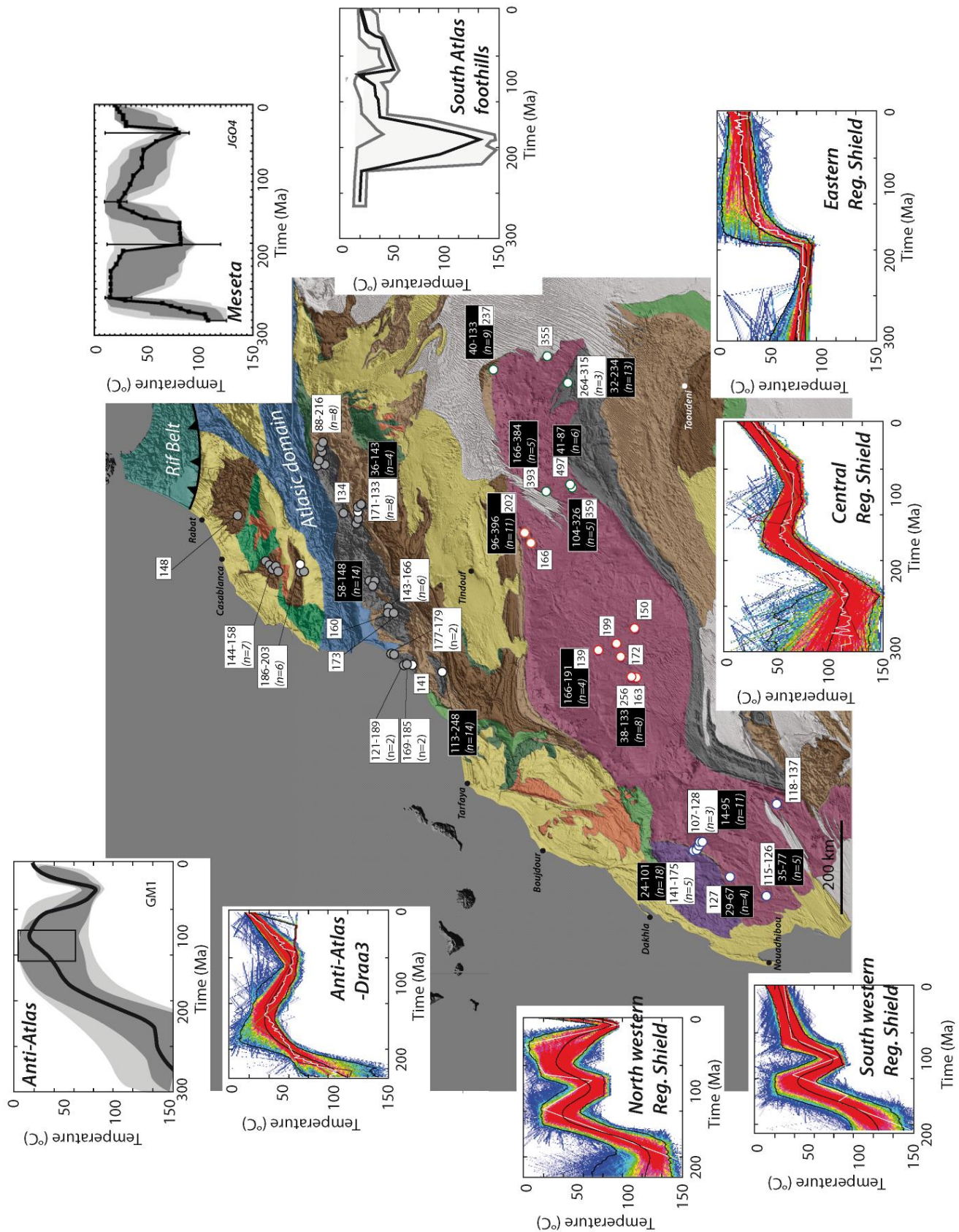


Figure VI-13 : Geological map of the northwestern WAC (legend are the same than Fig. IV-7b). All data and thermal modelings presented here are from: (1) this study for the Reguibat Shield (for the eastern Reg. Shield, modeling of CH3 sample); (2) for the Moroccan Meseta, from Ghorbal et al. (2008) and Saddiqi et al. (2009); (3) for the Anti-Atlas, from Ruiz et al. (2011), Oukassou et al. (2013) and this study. Thermal modeling for the southern Atlas foothills is from Gouiza and Bertotti (2012) based on Ghorbal (2009) unpub. data. White filled circles correspond to the samples whose thermal modeling are shown.

l'Anti-Atlas (Malusá et al., 2007 ; Ruiz et al., 2011 ; Sebti, 2011 ; Oukassou et al., 2013), le Haut Atlas de Marrakech et ses avant-pays (Missenard et al., 2008 ; Balestrieri et al., 2009 ; données non pub. de Ghorbal, 2009). Etant donné l'enregistrement géologique sur le Nord-ouest de l'Afrique, nous discutons des implications paléogéographiques apportées par nos résultats de TBT et nos données de terrains pour les principales périodes de temps (Fig. 16, 17, 18, 19, 20).

VI.3.A. Résumé sur le Paléozoïque

L'essentiel des informations concernant l'histoire paléozoïque proviennent de l'enregistrement sédimentaire (Anti-Atlas, bassin de Tindouf, Mauritanides, Zemmour, formations sédimentaires de la Meseta marocaine). La région constitue une plateforme subissant les variations du niveau marin au nord du Gondwana (Stampfli et Borel, 2002 ; point de vue contrasté dans Michard et al., 2010) et fut une zone principalement subsidente pendant la majorité du Paléozoïque inférieur avant l'orogénèse varisque (la littérature étant volumineuse sur ce sujet, je recommande les synthèses suivantes et les références qu'elles contiennent : Burkhard et al., 2006, pour leur contexte géologique ; Michard et al., 2008, 2010, pour l'évolution de la Meseta jusqu'aux Mauritanides). A partir du Carbonifère moyen, au Nord de l'Anti-Atlas les Mesetas sont à l'affleurement et érodées comme l'indique la discordance du Trias sur les formations paléozoïques sous-jacentes (Michard, 1976 ; Saber et El Wartiti, 1996). Les données TBT sur zircons (Sebti et al., 2009) autour de 330-350 Ma ainsi que les modélisations thermiques complétées par des données TBT sur apatites (Oukassou et al., 2013) ont montré d'autre part que l'Anti-Atlas subit également une exhumation depuis la fin de l'Anti-Atlas mais reste enfoui à des températures > 200°C. Le Zemmour et les Mauritanides, tronçons de la chaîne varisque au Maroc, moulés autour du COA, ont peut-être eux-aussi subi une exhumation à cette époque, scénario qui n'a pas été privilégié dans les modélisations (section IV.2.A, article 2, annexe 9). Ainsi, pour la région située au Sud de l'anti-Atlas, nous avons proposé que cette dernière reste enfouie sous une couverture paléozoïque supérieure épaisse de 1-2 km environ. Ainsi les déformations varisques n'affecteraient en majorité que la moitié nord du bassin de Tindouf (Fig. II-4). La présence de cette couverture est cohérente avec l'enregistrement sédimentaire de part et d'autre du Bouclier Reguibat (sections IV.2.A. et IV.3 ; Fig. II-3, IV-28,-42).

En termes de géodynamique, l'évolution de cette région correspond à une plateforme continentale sous laquelle l'océan séparant Laurentia et Gondwana était en subduction, jusqu'à la fermeture de l'espace océanique et la collision varisque. Des événements d'extension sont reconnus pendant le Paléozoïque inférieur sur cette plateforme nord-gondwanienne qui subit des contraintes

extensives tout au long de cette période avec (1) la séparation de nombreux microblochs continentaux (par exemple Avalonia pendant l'Ordovicien inférieur (Cocks et Fortey, 2009)), (2) un magmatisme associé et des structures tectoniques extensives (Destombes et al., 1985 ; Benssaou et Hamoumi, 2003 ; Alvaro et al., 2006, 2007 ; Landing et al., 2006). Avant l'orogénèse varisque, cette plateforme est ainsi recouverte d'une épaisse couverture sédimentaire. Le Dévonien témoigne du démantèlement de la plateforme silurienne, pendant une période où s'individualisent les arches et les bassins qui caractérisent la structure du Nord de l'Afrique (Frizon de Lamotte et al., 2013). Le contexte géologique du Paléozoïque explique donc les épaisseurs préservées dans le bassin de Tindouf (épaisseurs qui augmentent vers le Nord en direction de l'Anti-Atlas) et dans la Meseta, qui enregistre elle aussi les phases extensives pendant la durée de ce contexte de plateforme (Michard et al., 2008, 2010).

VI.3.B. Du Trias au Jurassique supérieur

Après l'orogénèse varisque, les formations paléozoïques sont soumises à l'érosion et la région se retrouve pénéplanée jusqu'au dépôt des premières formations mésozoïques (formations qui sont, à l'intérieur du craton les dépôts du « Continental Intercalaire », voir figures II-2,-4,-13). Sous les formations mésozoïques, la surface d'érosion polygénique à l'échelle du Sahara est nommée « discordance hercynienne » ; cette dénomination recouvre initialement la pénéplation post-orogénèse varisque mais englobe également un événement tectonique du Dévonien supérieur (Frizon de Lamotte et al., 2013 ; Fig. VI-3). Du Permien au début du Jurassique, les formations sédimentaires témoignent du démantèlement de la Pangée et de contextes extensifs avec la mise en place de rifts et magmatisme associé, le tout générant des topographies locales. Ces reliefs vont alimenter une sédimentation mixte terrigène et marine, puisque le domaine marin va envahir ces zones riftées ou étirées qui donneront par la suite naissance à l'Océan Atlantique Central et au rift atlasique, le tout facilité par une phase transgressive qui recouvre la plateforme saharienne et dépose successivement, et de plus en plus au Sud le Trias puis le Jurassique (Fig. VI-4,-5 ; Courel et al., 2000, 2003). Les formations sédimentaires de cette période sont donc généralement discordantes sur la pénéplaine post-varisque et remplissent les rifts évoqués ci-dessus. Au Maroc, la Meseta et le rift atlasique subissent une subsidence qui permet le dépôt de 1,5 à 2 km de sédiments sur la Meseta (Ghorbal et al., 2008 ; Saddiqi et al., 2009) et jusque 3-4 km au cœur du rift atlasique (Ghorbal, 2009) (estimations basées sur les études de TBT). Cette subsidence kilométrique se retrouve aussi directement par l'enregistrement dans les bassins : dans les bassins du Haut Atlas et

d'Essaouira (Ellouz et al., 2003), le long de la marge passive (von Rad et Arthur, 1979 ; von Rad et Einsele, 1980 ; Gouiza et al., 2010). Cette subsidence, qui touche l'ensemble du Nord-ouest de l'Afrique, peut être reliée en partie à la relaxation thermique qui intervient après le rifting McKenzie, 1978) et autorise alors le dépôt d'une charge sédimentaire importante sur tout le Nord de la plateforme saharienne (Fig. VI-14, dans le contour en ligne noire épaisse).

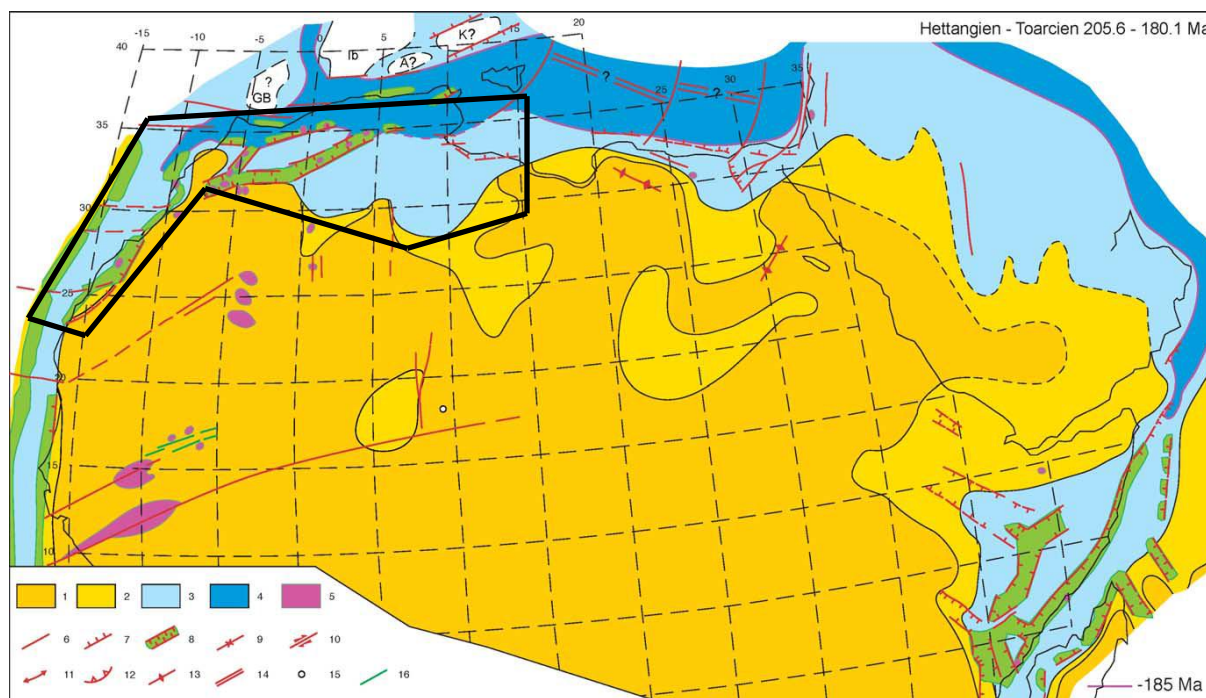


Figure VI-14 : Carte paléogéographique pour l'Hettangien-Toarcien (de Guiraud et al., 2005). 1. Terre émergée ; 2. Bassin continental ; 3. Plateforme ; 4. Talus et fonds marins ; 5. Magmatisme effusif ; 6. Failles ; 7. Faille normale ; 8. Rift actif ou bassin subsident ; 9. Axe de dépression ; 10. Faille décrochante ; 11. Axe anticlinal ; 12. Chevauchement ; 13. Haut de socle actif ; 14. Ride océanique ; 15. Complexe annulaire alcalin ; 16. Dyke.

Le cas du Haut Atlas de Marrakech est particulier dans le sens où il représente une double épaule de rift, à la fois de la Téthys et de l'océan Atlantique et est considéré comme ayant été une zone faiblement subsidente au sein du domaine atlasique (El Arabi, 2007 ; Saddiqi et al., 2009). La figure VI-14 montre une carte paléogéographique qui permet de constater qu'au Nord du rift atlasique, incluant le Haut Atlas de Marrakech, subsiste une zone de faible subsidence. Dans la région d'Imini, les observations de terrain et les cartes mettent en évidence un amincissement et la disparition rapide des dépôts triasiques et liasiques qui se biseautent vers le Sud (section V.2). Le régime de forte subsidence liée au rifting est bien concentré dans une zone étroite au cœur du rift à cet endroit. En ce qui concerne le craton (Anti-Atlas et Reguibat), le rifting n'a probablement pas eu de fortes conséquences, eu égard à la distance des événements. D'ailleurs, ils semblent continuer d'être érodés lentement pendant cette période (Fig. VI-13 ; Sebti et al., 2009 ; Oukassou et al., 2013). Le régime thermique qui survient au moment du rifting semble donc peu affecter le domaine cratonique et les contraintes extensives qui sont exercées sur la région deviennent manifestes

uniquement dans les zones préalablement fragilisées, héritages panafricains ou varisques (Klitgord et Schouten, 1986 ; Villeneuve et al., 1993 ; Labails et al., 2009 ; Villeneuve and Marcaillou, 2013). Ainsi, le craton, jusqu'à sa bordure nord dans l'Anti-Atlas, est épargné par l'événement de rifting, contrairement aux zones plus fragilisées constituées au Nord et à l'Est dans le TLDB par les phases orogéniques antérieures.

VI.3.C. La phase Jurassique supérieur/Crétacé inférieur

Au Lias, vers 190 Ma, se produit la rupture continentale menant au futur Océan Atlantique Central (Sahabi et al., 2004 ; Labails et al., 2010). Postérieurement, le nouvel océan s'ouvre avec des taux d'expansion qui croissent jusqu'à la transition Jurassique/Crétacé (Fig. VI-7 ; Labails et al., 2010 ; Kneller et al., 2012). Dans le même temps, la partie nord du nouvel océan, qui comportait jusque là essentiellement des plateformes carbonatées voit sa dynamique sédimentaire perturbée à la toute fin du Jurassique supérieur-Berriasien (von Rad et Sarti, 1986). Dans le Maroc du Nord et au Maghreb en général, ainsi que sur les bordures de l'Anti-Atlas et du Bouclier Reguibat, les bassins sont alors remplis de sédiments détritiques, qui vont de paire avec la mise en place de grands systèmes deltaïques (Fig. II-15,-16 ; Faure-Muret et Choubert, 1971 ; Frizon de Lamotte et al., 2008 ; Delfaud, 1974 ; Choubert et al., 1966 ; Martinis et Visintin, 1966). Au Maroc, des reliefs locaux alimentent alors les bassins marginaux en sédiments (Faure-Muret et Choubert, 1971) et les sédiments d'âge crétacé inférieur sont discordants sur les plus anciens. Ces dépôts reposent également en discordance sur l'Anti-Atlas dans le Nord-est du TLDB et l'Ouest du bassin de Tindouf (Choubert et al., 1966). Ils sont complètement absents à la fois du Bouclier Reguibat, sauf le long de sa bordure ouest, discordants sur le socle (Fig. VI-1) et de l'Anti-Atlas (Fig. 15).

Les modélisations thermiques à travers le Nord du COA et le Maroc septentrional permettent de contraindre dans une certaine mesure l'ampleur des dénudations intervenues, qui sont a priori non corrélées au processus de rifting lui-même étant donné le délai temporel entre rifting et dénudation et l'extension géographique de l'événement (Fig. VI-12), qui ne colle pas aux habituels modes d'exhumation sur les marges passives (Gallagher et al., 1998). Ainsi dans la Meseta marocaine, Ghorbal et al. (2008) et Saddiqi et al. (2009) prédisent 1,5 à 3 km d'enfouissement sous des roches triasico-liasiques, érodées lors du refroidissement Jurassique supérieur/Crétacé inférieur. A proximité du rift atlasique, Ghorbal (2009) documente une dénudation encore plus importante qui aurait pu atteindre 3 à 4 km. Dans l'Anti-Atlas (au moins les domaines occidental et central), Ruiz et al. (2011), Oukassou et al. (2013) et notre étude, pour des gradients thermiques de $22^{\circ}\text{C.km}^{-1}$,

$25^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ et $20\text{-}40^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ respectivement, montrent une dénudation de l'ordre de 1 à 2 km. L'amplitude d'une possible dénudation dans le bassin de Tindouf est mal contrainte, et la présence de vestiges de formations sédimentaires d'âge crétacé inférieur (Choubert et al., 1966) témoigne de la probable subsidence du bassin, relativement aux socles de l'Anti-Atlas et du Bouclier Reguibat, ce dernier drainant alors les sédiments en provenance de ces régions. Dans le Bouclier Reguibat, la dénudation est variable d'Ouest en Est : (1) à l'Ouest, le socle a pu subir 3 à 4 km d'exhumation depuis des températures $> 100^{\circ}\text{C}$ pour un gradient thermique de $25^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ (détails dans la section IV.1.A) ; (2) une exhumation également kilométrique pour le domaine central, avec les mêmes hypothèses sur le gradient thermique, sachant que le refroidissement n'atteignit alors que $40\text{-}50^{\circ}\text{C}$ mais les incertitudes sur l'initiation du refroidissement (date et température) pourraient sous-estimer ces valeurs ; (3) le domaine oriental montre un refroidissement de $70\text{-}80^{\circ}\text{C}$ à $45\text{-}35^{\circ}\text{C}$, ce qui revient, toujours suivant les hypothèses sur le gradient, à 1-1,5 km de dénudation au maximum, sensiblement moins que le reste du bouclier. L'amplitude de l'exhumation, qui semble similaire pour la bande continentale de 0 à 250 km de la côte de la marge marocaine avec plusieurs kilomètres érodés montre donc une décroissance globale vers le cœur du craton, ou du moins vers l'Est. Reprenant l'hypothèse d'anomalie thermique liée à des mouvements mantelliques pendant le Jurassique supérieur/Crétacé inférieur, la diminution d'amplitude matérialiserait la diminution d'amplitude de ce flux à mesure de l'éloignement du cœur de l'anomalie qui aurait pu être centrée dans l'Atlantique Central. Le fait que l'exhumation du domaine oriental du Bouclier Reguibat se produise sensiblement plus tard tend aussi vers l'hypothèse de flux mantelliques. Celui-ci se déplacerait donc, à partir d'un centre, provoquant le signal « symétrique » d'exhumation constaté de part et d'autre de l'Atlantique Central (section VI.2 ; Fig. VI-12).

Ces flux mantelliques qui se caractérisent par une anomalie thermique provoquant de la dénudation pendant le Jurassique supérieur/Crétacé inférieur résultent vraisemblablement de phénomènes profonds que nous n'avons pas pu véritablement contraindre dans ce travail. Il s'agirait d'une anomalie de grande longueur d'onde, pouvant générer ainsi une topographie dynamique pendant une période de temps relativement long. Subsiste alors la question de l'origine de cette anomalie, probablement liée au régime de convection du manteau à l'aplomb de la dorsale Atlantique pendant la dislocation du supercontinent de la Pangée.

Dans le Nord du Maroc, cette anomalie mantellique se manifeste sous plusieurs formes. La figure VI-16 montrent que les dépôts du Crétacé inférieur ne sont pas simplement localisés au pied de hauts de socle, mais dispersés, ne suivant pas nécessairement ces limites de blocs. Un soulèvement plus généralisé s'observe par contre dans l'Anti-Atlas, certaines portions de la

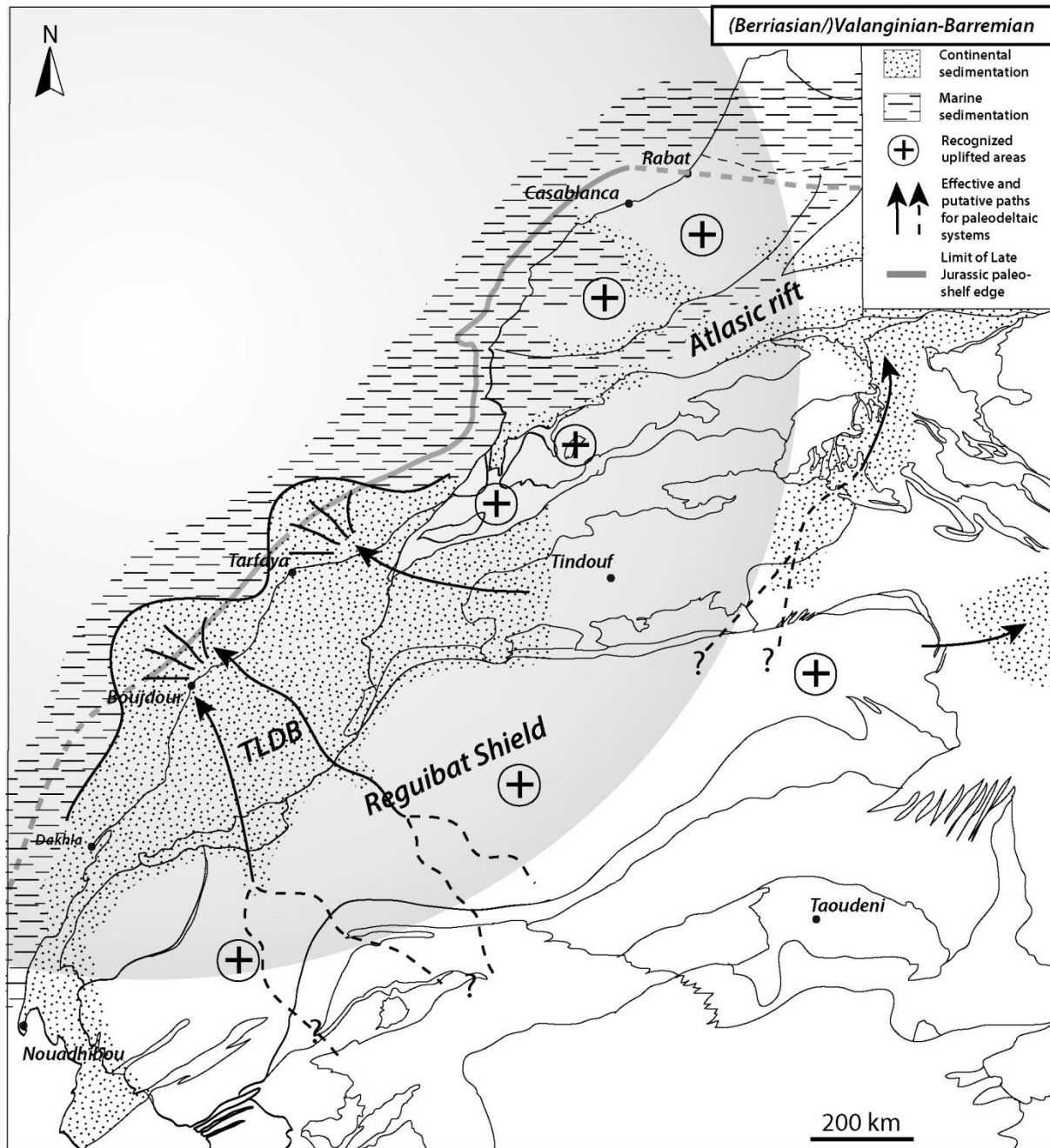


Figure VI-15 : Paleogeographical map of the northwestern WAC, integrating sedimentary and all LTT results for Berriasian-Barremian times. Numerous fluvial systems fed the deltaic environments on the passive margin of Morocco. The uplift of the whole northwestern WAC is signified by the occurrence of a large-scale mantle anomaly that is overimposed under the map as a grey-shaded area. Reconstruction is based on AUXINI (1969), Faure-Muret and Choubert (1971), Ranke et al. (1982), Hafid (2000), Frizon de Lamotte et al. (2008) and our study.

Meseta et le Haut Atlas Central et oriental (Fig. VI-16). Ailleurs, ces hauts de socle alimentent en sédiments des systèmes fluviaux et deltaïques qui drainent les sédiments vers l'Atlantique ou la Téthys. Cette coexistence de hauts de socle et zones envahies par la mer plus subsidentes s'enregistre dans les variations latérales de faciès très rapides entre sédimentation marine et continentale (Fig. VI-16). D'autre part, un événement magmatique survient également au Maroc à la transition Jurassique/Crétacé (El Kochri et Chorowicz, 1996 ; Souhel, 1996 ; Charrière et al., 2005).

Celui-ci est focalisé dans le Haut Atlas Central, et voit la mise en place roches effusives et plutoniques. Les analyses géochimiques indiquent un lien avec le rifting et le contexte intraplaque de leur mise en place (Beraâouz et al., 1994 ; Lhachmi et al., 2001 ; Zayane et al., 2002).

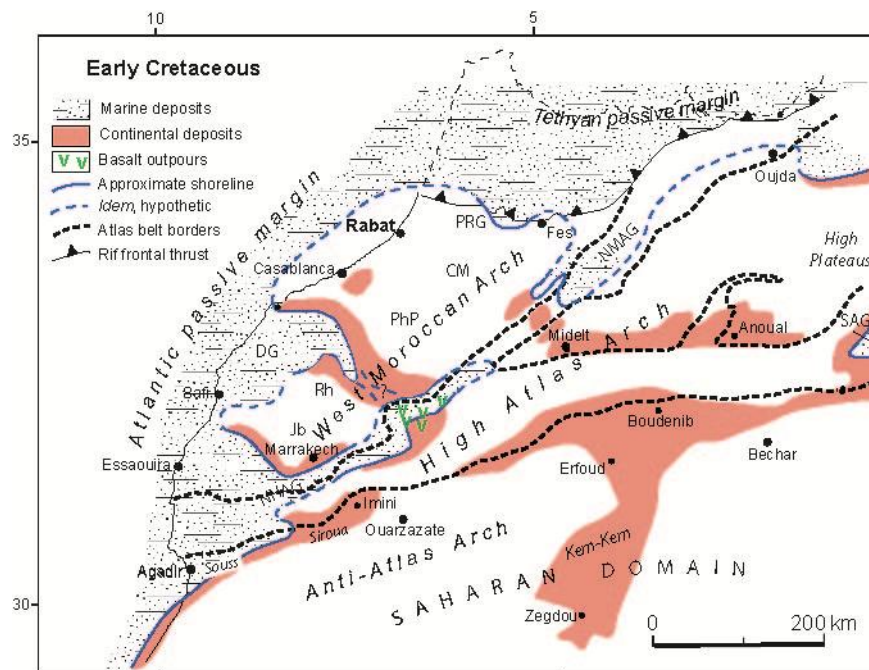


Figure VI-16 : Carte paléogéographique du Nord du Maroc pendant le Crétacé inférieur (de Frizon de Lamotte et al., 2008)

Dans la région d'Imini, les dépôts correspondant à cette période représentent une couche relativement mince, mais d'épaisseur variable de sédiments détritiques, connue sous le nom d'Infracénomanien, et peut être corrélée aux « couches rouges » observées dans le reste du Maroc. La région d'Imini se trouve alors en position plus subsidente face à la « High Atlas Arch » (Fig. VI-16).

A nouveau, s'observe dans cet événement Jurassique supérieur/Crétacé inférieur l'opposition entre un domaine cratonique qui, bien que n'étant plus stable, se comporte de façon cohérente à grande échelle, tandis que sa bordure nord, composée d'une mosaïque de blocs aux héritages structuraux marqués adopte un comportement variable, partagée entre hauts de socle et zones plus ou moins subsidentes. Cette exhumation à grande échelle du Nord-ouest de l'Afrique est donc effectivement enregistrée par l'ensemble de la région mais : (1) même si le craton se soulève de façon cohérente (Reguibat et Anti-Atlas), l'amplitude spatiale varie d'Ouest en Est tandis que (2) l'impact de l'anomalie thermique sur la zone mobile nord joue de ces hétérogénéités structurales, permettant même la mise en place de corps magmatiques.

VI.3.D. De l'Apto-Albien à l'actuel

VI.3.D.1. Résultats de TBT

Un retour à des conditions marines s'amorce à l'Apto-Albien et conclut l'épisode des grands deltas du début du Crétacé inférieur (Ranke et al., 1982 ; El Khatib, 1995 ; Le Roy, 1997 ; Davison, 2005). Un événement tectonique majeur, lié à l'ouverture de l'Atlantique Sud (Moulin et al., 2010) qui se propage dans les rifts centre-africains (Guiraud et al., 2005), permet alors la mise en place de structures compressives Nord/Sud le long de la suture panafricaine au Nord du Bouclier Touareg (Boudjema, 1987). Le maximum de transgression est atteint au Cénomano-Turonien (Miller et al., 2005) en même temps qu'est observé un approfondissement des environnements de dépôts le long de la marge marocaine (Sachse et al., 2011 ; dans le cas du TLDB). Dans le Nord du Maroc, Le Cénomano-Turonien recouvre alors l'ensemble de la région et dépose une barre carbonatée, marqueur remarquable à l'échelle du Maroc, qui permet d'attester des mouvements verticaux ultérieurs (Frizon de Lamotte et al., 2008). La mer envahit le Sahara, rejoignant l'Atlantique, et laisse le COA partiellement émergé (Figure 17 pour nos interprétations ; Fig. II-10 pour les interprétations « classiques » ; voir aussi Philip et al. (1993a,b)). Le niveau marin fluctue au Crétacé supérieur mais se maintient relativement haut jusqu'au Paléogène. Pendant le Crétacé supérieur sont enregistrées des phases tectoniques dans le Nord de l'Afrique, principalement contrôlées par la convergence Afrique/Europe (Bellion, 1989 ; Guiraud et Bosworth, 1997,1999 ; Rosenbaum et al., 2002) : (1) au Santonien, un événement tectonique à l'échelle du Nord de l'Afrique provoque des inversions dans les bassins sahariens d'orientation E/O-ENE/OSO (Guiraud et Bosworth, 1997), (2) une déformation au long cours produit des structures mineures après le Santonien et le Paléogène (Guiraud et Bosworth, 1999) et (3) la transition Maastrichtien/Paléocène est marquée par une nouvelle réactivation des structures dans un champ de contraintes similaire à celui du Santonien (Guiraud et Bosworth, 1997).

Au Nord du Maroc, la Meseta, le Haut Atlas et l'Anti-Atlas sont des zones subsidentes après les événements du Crétacé inférieur, de telle sorte que ceux-ci se retrouvent recouverts par une mer épicontinentale « sénonienne » (*i.e.* Crétacé supérieur au Maroc) (Fig. VI-17,-18,-19). L'enfouissement pendant le début du Crétacé supérieur est estimé à 1-1,5 voir jusque 2 km pour l'Anti-Atlas, ce qui est comparable aux valeurs déterminées pour l'avant-pays sud atlasique (Missenard et al., 2008 ; Ghorbal, 2009 ; Ruiz et al., 2011 ; Oukassou et al., 2013 ; cette étude). Cette estimation coïncide avec les épaisseurs de Sénonien du bassin du Souss, à l'Ouest de la région d'Imini, à proximité de l'Atlantique. Cependant, elles ne sont pas toujours cohérentes avec les valeurs déterminées par l'étude directe de la subsidence dans les bassins atlasiques (Ellouz et al.,

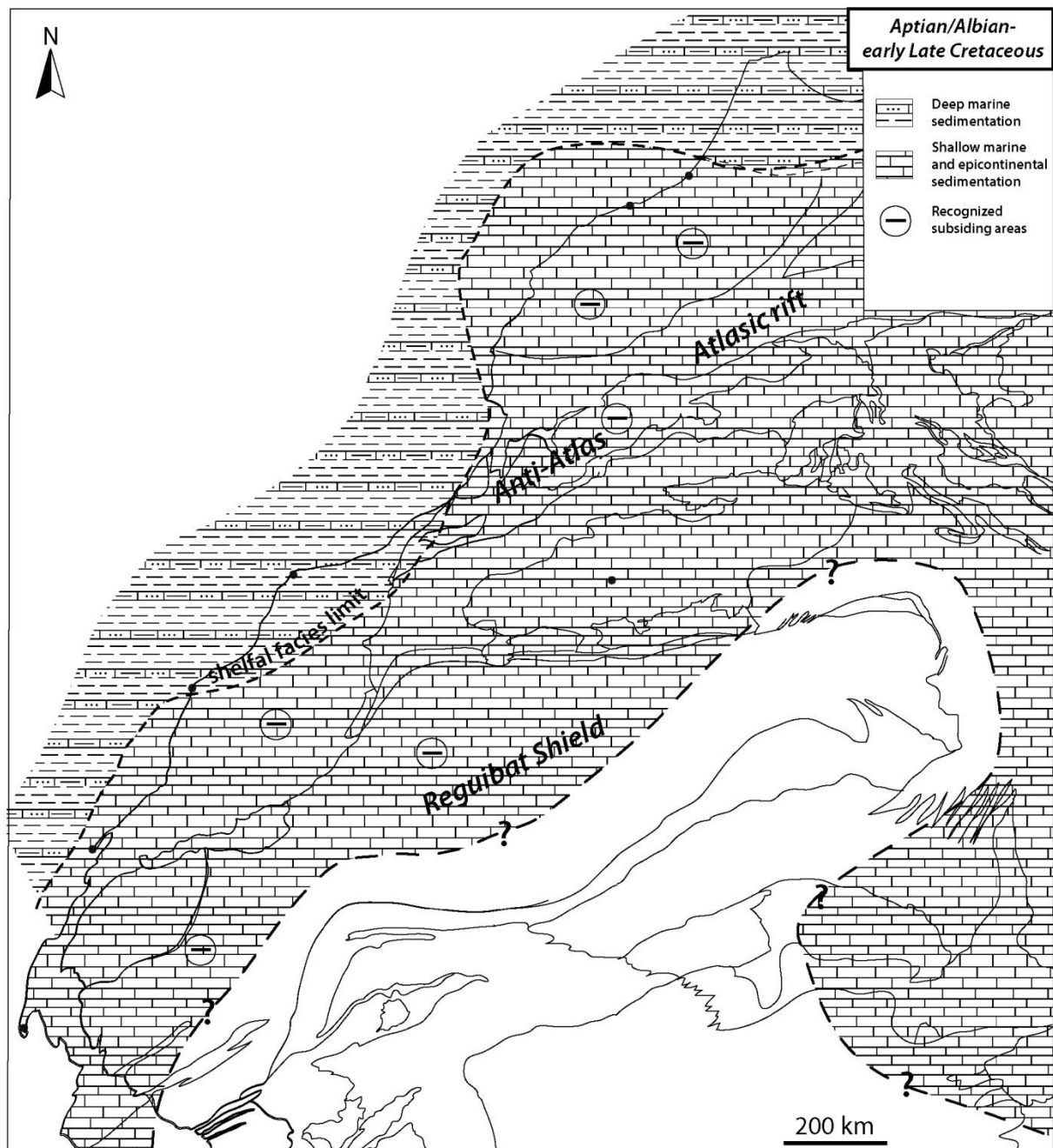


Figure VI-17 : Paleogeographical map of the northern WAC, integrating sedimentary and all LTT results from the Aptian to the early Late Cretaceous; transgressions of Aptian-Albian and Cenomanian-Turonian covered the flattened northwestern WAC that subsided at that time, except the Yetti-Eglab massif in the East of the Reguibat Shield. Reconstruction is based on AUXINI (1969), Ranke et al. (1982), Guiraud et al. (2005) and our study.

2003). Dans la Meseta, les mêmes valeurs d'enfouissement sont estimées (Ghorbal et al., 2008 ; Saddiqi et al., 2009), attestant d'un probable domaine unifié depuis la Meseta jusque l'avant-pays sud atlasique (Herbig et Trappe, 1994) et même jusqu'à l'Anti-Atlas, l'ensemble recouvert par la mer sénonienne. Le refroidissement du domaine nord marocain est diachrone. Il commence à la transition Paléogène/Néogène dans la Meseta (Ghorbal et al., 2008 ; Saddiqi et al., 2009). Dans l'Anti-Atlas, Oukassou et al. (2013) et Ruiz et al. (2011) ont déterminé un timing similaire pour le

début de l'exhumation. Le cas de notre modélisation pour Bou Azzer montre les mêmes dates mais serait également compatible avec une histoire plus polyphasée qui incluerait une phase de refroidissement antérieure au Crétacé supérieur avec un refroidissement final au même moment.

D'un autre côté, l'échantillon du Draa refroidit plus

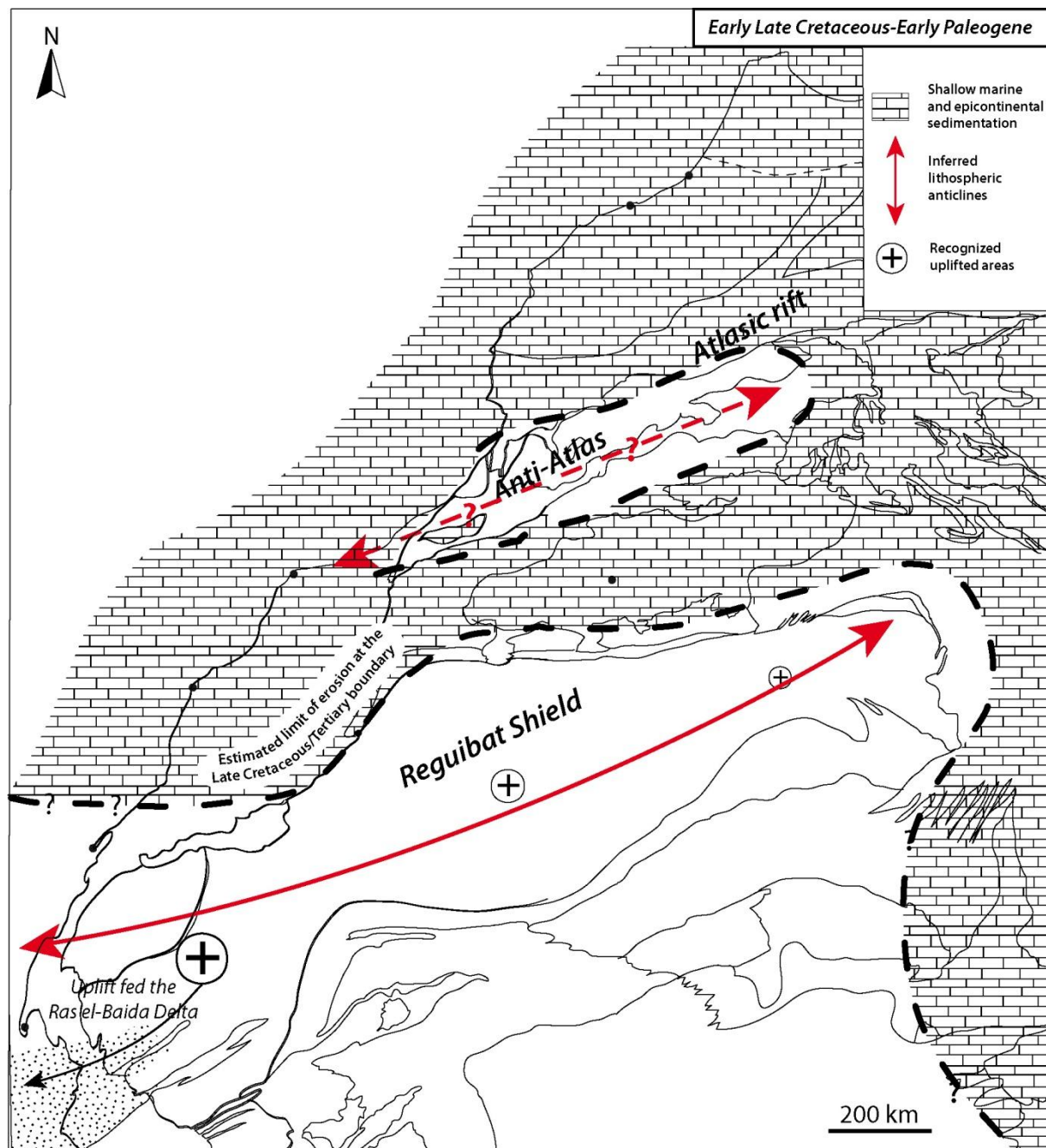


Figure VI-18 : Paleogeographical map of the northwestern WAC, integrating sedimentary and all LTT results from mid-Late Cretaceous until Cretaceous/Paleogene transition. An epicontinental sea still covered the majority of the northern WAC, but onset of the Africa/Europe convergence is likely to have buckled the lithosphere, leading to exhumation of the Reguibat Shield and maybe of the Anti-Atlas (LTT refinements are needed). Reconstruction is based on AUXINI (1969), Ranke et al. (1982), Guiraud et al. (2005) and our study.

tôt, dès le Crétacé supérieur. Le Bouclier Reguibat se comporte quant à lui de manière variable d'Ouest en Est : (1) l'Ouest et le centre sont réchauffés à leurs températures maximales au moment

Discussion

de la transition Crétacé inférieur/supérieur (~80°C et 60°C respectivement, autour de 90-80 Ma). A partir de ce moment, les échantillons refroidissent à nouveau mais le domaine occidental le fait plus rapidement. Ce dernier atteint des conditions de surface ou sub-surface dès la transition Crétacé/Paléocène, avant de subir (ou non, pour la zone sud) un réchauffement tandis que le domaine central refroidit lentement jusqu'à l'actuel ; (2) le domaine oriental reste relativement froid pendant toute cette période, étant probablement soumis à une érosion lente (Fig. 19, 20).

Discussion

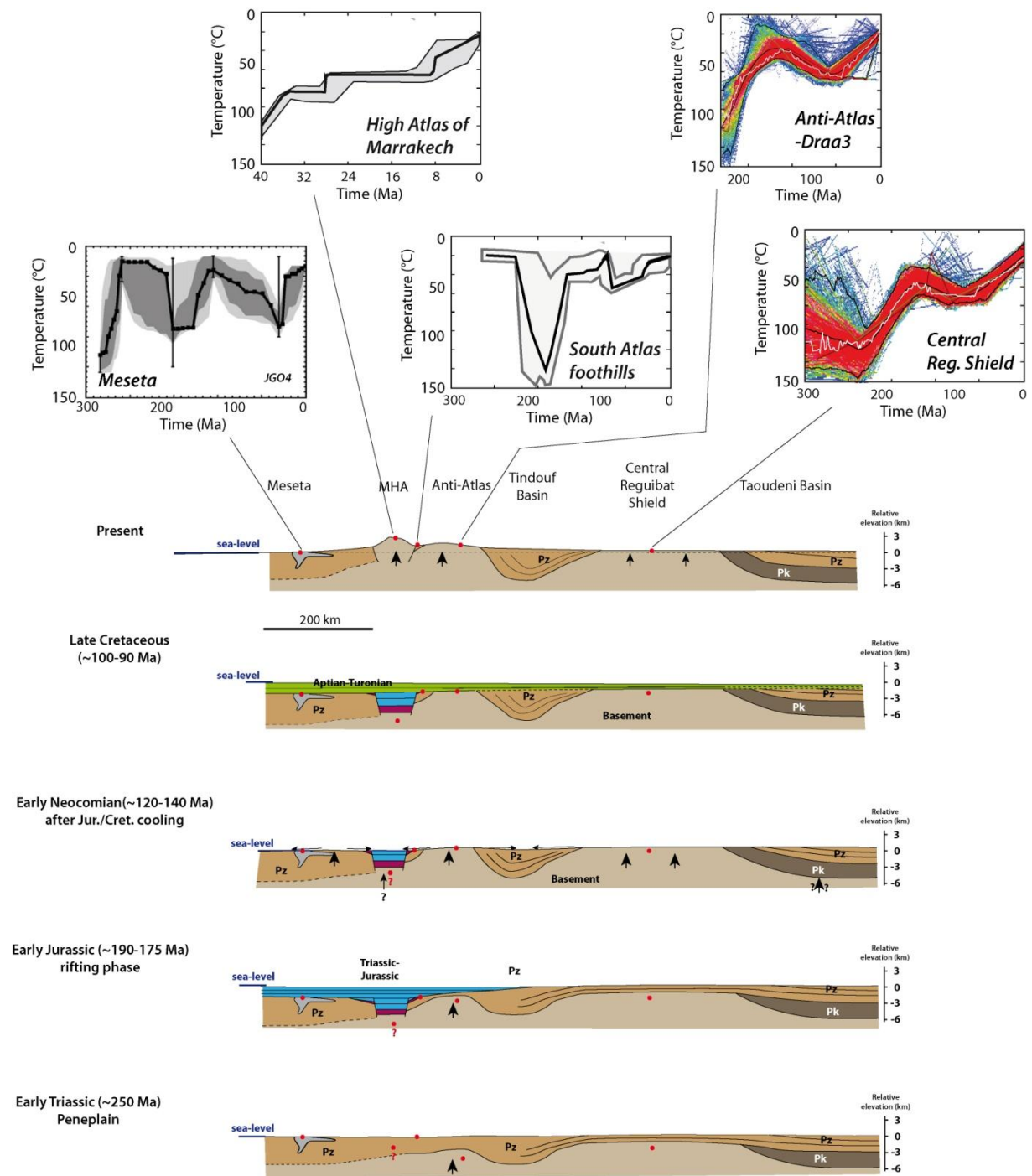


Figure VI-19: Cross-section illustrating the tectono-stratigraphical evolution of the northern WAC during the Phanerozoic. Thermal modeling, from left to right, are based on: Saddiqi et al. (2009), the following two from Bertotti and Gouiza (2012) (after Ghorbal, 2009) and the last two from this study.

Pour résumer les informations liées aux données TBT :

(1) Un événement de réchauffement intervient toujours après l'exhumation Jurassique supérieur/Crétacé inférieur (sauf domaine oriental de Reguibat). Celui-ci dure jusqu'au début du Crétacé supérieur (domaines occidental et central de Reguibat, peut-être aussi dans l'Ouest de l'Anti-Atlas) ou au Paléogène (Meseta, domaine atlasique, Anti-Atlas). Cet événement de réchauffement

résulte d'un enfouissement lié à la disparition de la topographie dynamique que générait l'anomalie thermique qui a affecté la région.

(2) Par la suite, un refroidissement survient de façon grossièrement synchrone au Nord du Maroc autour de la transition Paléogène/Néogène. Cette dynamique d'exhumation peut être mieux contrainte par les études structurales effectuées dans l'Atlas.

(3) Dans le Bouclier Reguibat, à l'intérieur du craton, le refroidissement le plus tardif intervient au début du Crétacé supérieur (ouest et central). Le taux de refroidissement est lent et plutôt monotone pour le domaine central, tandis que s'intercale un nouveau cycle de réchauffement/refroidissement pendant le Paléogène/Néogène.

Après l'événement majeur du Jurassique supérieur/Crétacé inférieur, l'opposition « structurale » entre le craton et la région mobile au Nord continue de faire sens, eu égard aux taux de subsidence variables des différents domaines du Nord du Maroc (Ellouz et al., 2003 ; Ghorbal et al., 2008 ; Saddiqi et al., 2009), contrastant avec la subsidence généralisée du craton (Fig. 13, 18, 20) dans l'Anti-Atlas et le Bouclier Reguibat. Cependant, il n'est pas possible cette fois de s'en remettre à la seule topographie dynamique, dans la mesure où existent des preuves de déformation tectonique à l'échelle du craton (Bellion, 1989 ; Guiraud et Bosworth, 1997, 1999). Les contraintes issues de la convergence Afrique/Europe ont probablement joué dans la complexité de répartition des zones subsidentes/exhumées. Le maximum de différenciation entre craton et zone mobile est d'ailleurs atteint lors du Cénozoïque. Il reste que la faible résolution temporelle des histoires thermiques ne contraint qu'assez peu le polyphasage des événements dans l'Atlas et celles-ci montrent uniquement un refroidissement global qui traduit la convergence.

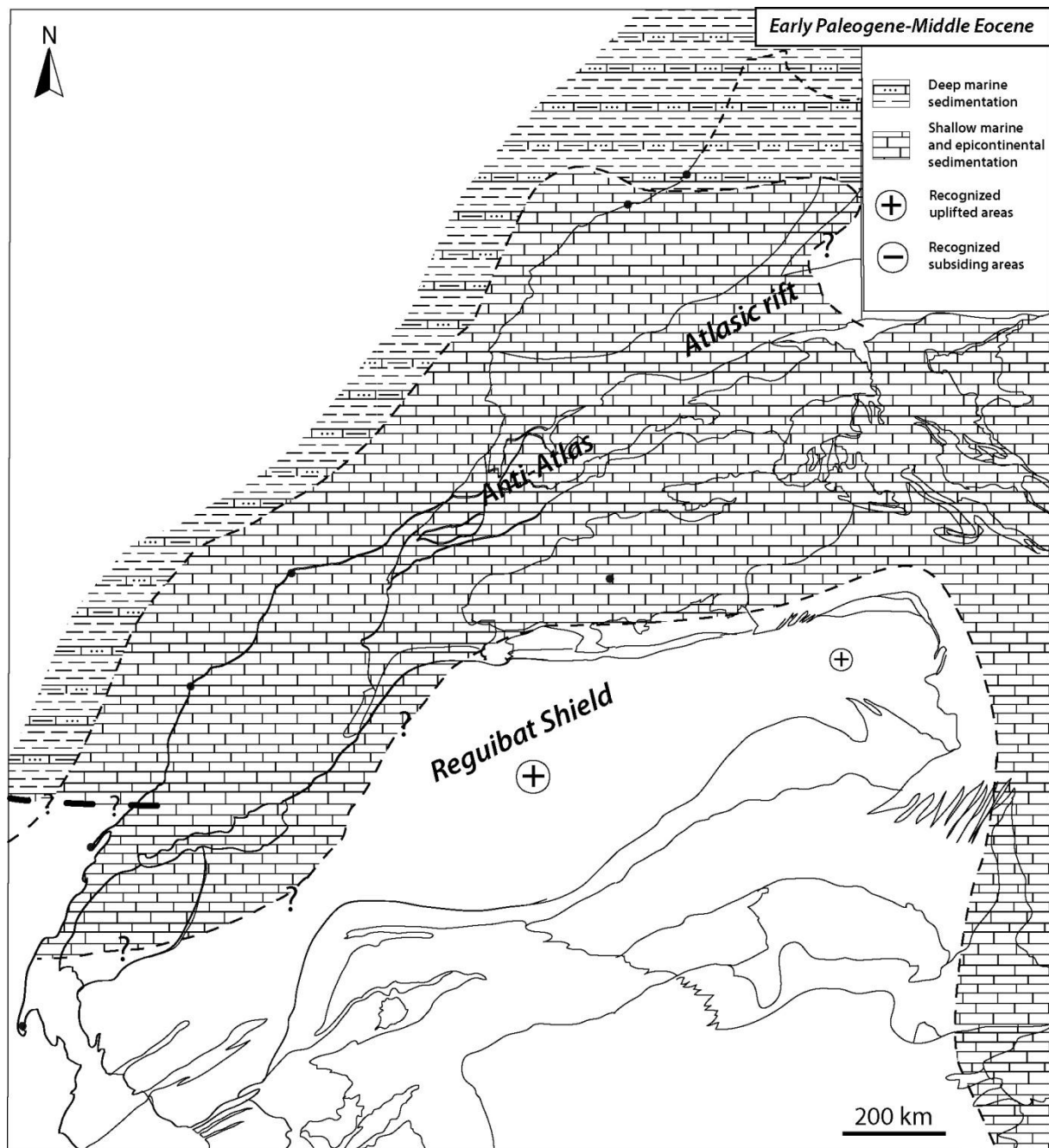


Figure VI-20 : Paleogeographical maps of the northwestern WAC, integrating sedimentary and all LTT results from Early Paleogene to Middle Eocene; the last high-stand sea-level persisted until Middle-Late Eocene (Miller et al., 2005) and the epicontinental sea still covered the majority of the northern WAC. The north of the westernmost part of the Reguibat Shield recorded nonetheless a subsidence at that time (our study). Reconstruction is mostly based on AUXINI (1969), Ranke et al. (1982), Herbig and Trappe (1994), Frizon de Lamotte et al. (2008) and our study.

VI.3.D.2. Précisions sur la chronologie de déformation dans l'Atlas au Cénozoïque : l'enregistrement géologique dans la bordure mobile nord du COA

Notre travail dans la région d'Imini et les études antérieures (synthèses dans Frizon de Lamotte et al., 2000, 2008) démontrent qu'un premier événement survient vraisemblablement à la fin de l'Eocène (malgré la présence sporadique de déformations pendant le Crétacé supérieur). Au Nord du Maroc, ceci est bien marqué dans les paléoenvironnements de dépôts qui changent alors de marin à continental. Synchrone de ce qui se produit au Nord du Maroc, une phase tectonique éocène affecte l'ensemble du COA : d'après Bellion (1989), cet événement produit des structures compressives localisées sur sa bordure est, le long de l'ancienne suture panafricaine, mettant en place chevauchements et plis par réactivation. D'autre part, cet événement est aussi marqué dans la sédimentation, puisqu'il en résulte une discordance entre Néogène et Paléogène à l'échelle du Nord de l'Afrique (Guiraud et al., 2005). Le raccourcissement de ces structures se fait suivant une direction NO/SE (N140°), ce qui est d'ailleurs étonnamment cohérent avec la mise en place des plis NE/SO en Algérie et en Tunisie où la chaîne atlasique subit la « phase Atlasique » (synthèse dans Frizon de Lamotte et al., 2000 ; Bracène et Frizon de Lamotte, 2002). Les études de TBT sur l'Anti-Atlas et la Meseta montrent toutes un refroidissement qui débute pendant le Paléogène, ou à la transition Paléogène/Néogène, sans être bien contraint. En prenant en compte cet événement éocène, force est de constater qu'il semble davantage marquer le craton le long de ses bordures ainsi que la zone mobile au Nord, ce qui fait écho au constat d'une différence de comportement mécanique entre le craton et ses périphéries. Le ralentissement de la convergence pendant l'Eocène (Rosenbaum et al., 2002) induit un probable couplage mécanique fort entre Afrique et Europe. Ce fort couplage pourrait ainsi permettre non seulement la transmission des contraintes au sein de la zone mobile pour générer la première inversion d'importance dans l'Atlas, mais peut-être également sur une large part du craton, qui subit l'érosion depuis le début de la convergence Afrique/Europe (du moins sur le Bouclier Reguibat ouest et central, car un refroidissement à cette époque dans l'Anti-Atlas n'est que supposé). Les modélisations thermiques n'offrent cependant pas la résolution nécessaire pour observer une accélération de la dénudation à cette époque sur le craton, les seules déformations visibles se concentrent donc à ses bordures.

Le travail de terrain mené dans la région d'Imini a également mis en évidence des phases de déformations plus tardives, à savoir (1) pendant le Miocène inférieur(?)-moyen et (2) le Plio-quaternaire. Cependant, les résultats de TBT n'identifient pas ces phases individuellement et proposent davantage un signal global sous la forme d'un refroidissement unique (Fig. 13). Le premier événement, d'âge miocène inférieur (?)-moyen est spécifique au Maroc, parmi les pays où passe la

chaîne de l'Atlas, et peut certainement être rattaché à l'amincissement lithosphérique qui se met en place sous le Moyen et Haut Atlas de Marrakech (Fig. II-26 ; Missenard et al., 2006, 2008). L'observation sur le terrain de cette phase serait à relier à la mise en place des nappes gravitaires dans le Haut Atlas et le bassin d'avant-pays sud (section V.2.A). Des déformations sont associées à ces glissements dans le nord du bassin de Ouarzazate, à l'Est et Nord-est d'Imini. Néanmoins, les déformations plio-quaternaires ont affecté la région de telle sorte que le raccourcissement est difficile à estimer, et ne doit pas être important (Tesón et Teixell, 2008 ; cette étude). A l'échelle du nord du craton, cet événement n'a aucun impact, ce qui n'est pas surprenant étant donné la localisation très spécifique de l'amincissement lithosphérique et les taux de raccourcissement faibles qui ne favorisent pas un transfert de contraintes à grande échelle. Enfin, l'absence d'un enregistrement par TBT d'événements survenant pendant le Plio-quaternaire est inexistante, à la fois dans la zone mobile au Nord du craton et sur le craton. Cela pourrait être du au peu de temps écoulé depuis le début du Plio-quaternaire, à la condition que l'exhumation liée à cette étape soit encore trop faible pour décelée par ces méthodes, ce qui serait surprenant dans la zone de l'Atlas lui-même mais vraisemblable pour le Bouclier Reguibat.

VI.4. Contrôles des mouvements cratoniques

En ce qui concerne la problématique initiale, ce travail apporte des informations quant aux forces qui jouent à faire se mouvoir les cratons. Ceci peut être discuté à la lumière des diverses phases d'exhumation: (1) au Jurassique supérieur/Crétacé inférieur et (2) du Crétacé supérieur au Cénozoïque.

VI.4.A. Exhumation Jurassique supérieur/Crétacé inférieur

Cet événement résulte vraisemblablement de phénomènes mantelliques produisant une topographie dynamique à grande longueur d'onde. Il survient à une période où l'Afrique n'est qu'entourée de marges passives ou de zones de rifting (Fig. VI-21) et, sauf à considérer la poussée à la dorsale (Doré et Lundin 1996 ; Lundin et Doré, 2002), les mouvements verticaux sont difficilement explicables par du raccourcissement ou du transfert de contraintes. A moyen terme

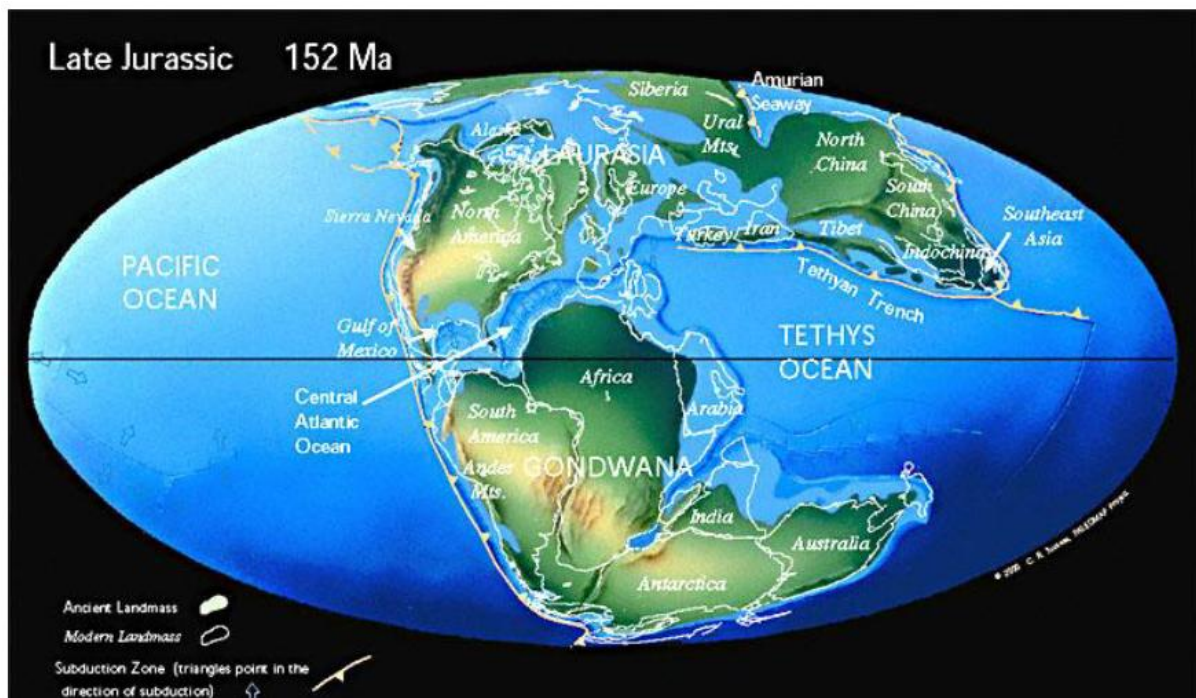


Figure VI-21 : Carte paléogéographique du monde pendant le Jurassique supérieur (de Scotese, 2001)

après le rifting, le domaine étiré des marges passives est plutôt sujet à la subsidence (McKenzie, 1978 ; Leroy et al., 2008) et à long terme pourrait même être le moteur à l'origine de la subsidence dans les bassins intracratoniques (Armitage and Allen, 2010). Localement, les épaules de rift vont pouvoir subir des mouvements verticaux, de façon locale, ou jusque 200-250 km à l'intérieur des

terres (Weissel et Karner, 1989 ; Braun et Beaumont, 1989 ; voir Gallagher et al., 1998 pour les signaux produits en TBT). La longueur d'onde spatiale de l'événement d'exhumation enregistré permet d'écarter ces mécanismes habituels, en plus de l'hypothèse de raccourcissement. Ainsi, la phase de démantèlement de la Pangée laisse, à partir du début de l'ouverture atlantique, l'Afrique subir la dynamique mantellique sans autre cause probable pour expliquer ce type d'événement de très grande ampleur.

La structure profonde du craton dans sa partie nord, ne peut pas être séparée simplement entre une partie archéenne et une partie paléoprotérozoïque (Pasyanos et Nyblade, 2007 ; Priestley et al., 2007 ; Begg et al., 2009 ; Forte et al., 2010 ; Fishwick et Bastow, 2011). Il forme un bloc relativement homogène en termes d'anomalies de vitesse d'ondes sismiques, avec des anomalies un peu plus positives dans sa partie est (*i.e.* paléoprotérozoïque). Malgré que ce ne soit qu'une hypothèse, l'épaississement du craton vers l'Est devrait être pris en compte pour vérifier son implication dans le gradient d'exhumation observé lors du Jurassique supérieur/Crétacé inférieur. Une des limites à cette approche est néanmoins de considérer que la structure profonde du craton n'a pas changé depuis.

La difficulté à évaluer l'origine et la dynamique profonde de cet événement de refroidissement tient au fait que peu d'analogues actuels existent et que les cas de grands ensembles continentaux bordés de marges passives pendant les temps phanérozoïques ne sont pas si courants. L'un des analogues actuels pourrait être l'Australie, qui n'a qu'une faible portion de ses marges impliquées dans des processus actifs. Cependant, il n'existe pas dans les études publiées de phénomène se rapprochant du cas ouest-africain, et les études de TBT effectuées se focalisent surtout sur les marges passives.

VI.4.B. Du Crétacé supérieur à l'actuel

Après l'exhumation importante évoquée précédemment, l'ensemble du Nord-ouest du COA subit un réchauffement (sauf à l'Est proche de la suture panafricaine) qui se manifeste par un enfouissement d'une large surface sous la mer épicontinentale « sénonienne » (Fig. 17, 18). Le début du refroidissement qui suivit fut diachronique : (1) au début du Crétacé supérieur pour le Bouclier Reguibat et (2) à la fin du Crétacé ou au Paléogène pour les domaines de l'Anti-Atlas et du Nord du Maroc.

J'ai déjà évoqué l'hypothèse proposée par Frizon de Lamotte et al. (2009) de la mise en place de plis d'amplitude lithosphérique qui auraient pu se développer au cours de la convergence Afrique/Europe (Fig. VI-8). Les refroidissements observés dans nos résultats sur le Bouclier Reguibat montrent une répartition qui suit le bouclier, suivant une direction OSO-ENE. Le bassin de Tindouf contient des sédiments du Crétacé supérieur et n'aurait donc pas été soulevé (ou en tout cas moins que Reguibat), tout comme le Nord du TLDB vers lequel il se prolonge à l'Ouest. Ceci, contrairement au Sud du TLDB, où le Crétacé supérieur est manquant dans le domaine onshore (section IV.1.A), dans le prolongement ouest du Bouclier Reguibat qui a aussi subi une exhumation lors du Crétacé supérieur. Cette différenciation entre Tindouf et le Bouclier Reguibat est déjà visible dans la coupe fournie en figure II-11. De la même façon, au Nord du bassin de Tindouf, la résolution des histoires thermiques pendant le Crétacé supérieur pourrait gagner à être contrainte par l'usage de davantage de données AHe. Il a pu néanmoins être constaté que l'éventualité d'un léger refroidissement est compatible avec les données TBT dans la modélisation de l'échantillon sur BouAzzer (Fig. V-4,-5). L'absence de toute série mésozoïque sur le socle de l'Anti-Atlas ne permet pas de conclure de façon claire mais l'hypothèse d'un soulèvement au Crétacé supérieur ne peut être écartée. Pour ce qui est du soulèvement plus tardif au Cénozoïque par contre, la Meseta, l'Anti-Atlas et le domaine ouest du Bouclier Reguibat se soulèvent, avec des timings similaires. Le cas du domaine central du Bouclier Reguibat ne montre pas d'accélération de ce soulèvement, mais il se poursuit. Ainsi, suivant Frizon de Lamotte et al. (2008) il est possible de considérer qu'il s'agit là d'une exhumation qui se ferait de façon cohérente avec

l'hypothèse proposée, même si de nombreux points restent à éclaircir sur le pattern précis d'exhumation relative des différentes régions.

En suivant l'étude de Cloetingh et Burov (2011), la possibilité d'obtenir cette répartition de la

dénudation sur le Nord-ouest de l'Afrique (Fig.

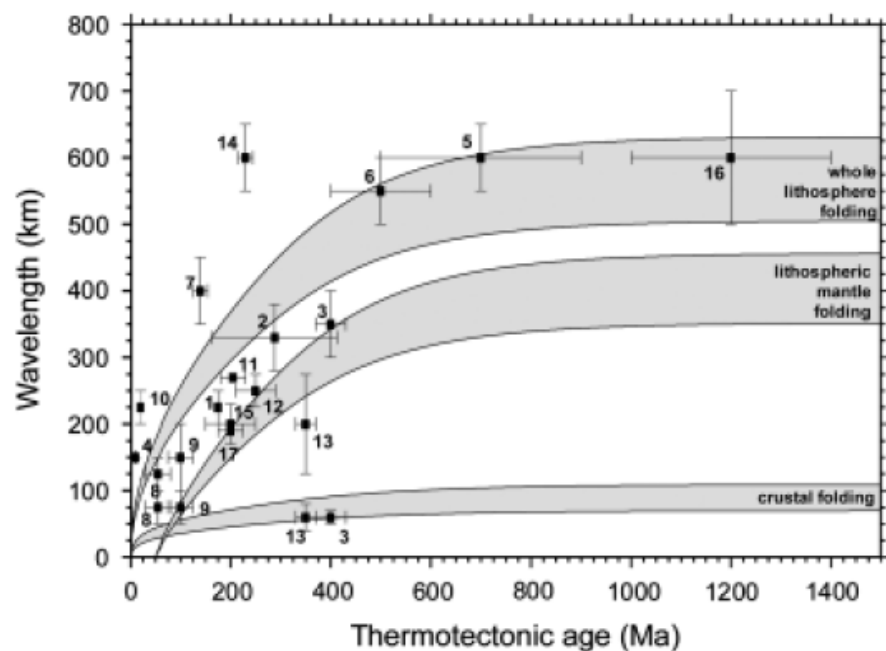


Figure VI-22 : Estimations des longueurs d'ondes des plissements suivant l'âge thermotectonique de la lithosphère (de Cloetingh and Burov, 2011). Les nombres indiquent les différents contextes géologiques étudiés pour estimer ces longueurs d'ondes (figure 3 dans l'étude de Cloetingh and Burov (2011)).

VI-22) peut être évaluée. En considérant un âge archéen-paléoproterozoïque pour la lithosphère du COA (1,6-3,5 Ga) et l'espacement entre les plis potentiels, qui est de 400-500 km (Fig. VI-8), les « plis » du Nord du COA se situent dans la gamme réaliste des « plis lithosphériques impliquant toute la lithosphère » ou « plis du manteau lithosphérique ». Je ne discuterai pas précisément ces deux possibilités, mais observerai que les caractéristiques du COA sont compatibles avec les observations, et ce, à des distances de plus de 1000 km de la frontière active de plaque. De plus, la région se trouvait à bien plus grande distance de cette frontière lorsque le refroidissement Crétacé supérieur se produisit (pour le Bouclier Reguibat au minimum).

Au premier ordre, d'après les modélisations qui ont été effectuées dans ce travail, les données géologiques et les propriétés rhéologiques de la lithosphère du COA, l'hypothèse de plis lithosphériques est plausible pour rendre compte des données TBT obtenues dans cette étude et le reste de la région. Cependant, le timing reste une donnée ambiguë. A partir du Cénozoïque, les données sont assez claires, le Bouclier Reguibat continue d'être exhumé (plus rapidement à l'Ouest qu'à l'Est), l'Anti-Atlas entame son exhumation. Un événement intra-Eocène survient à l'échelle du craton en même temps que la première phase de déformation dans l'Atlas (Bellion, 1989 ; Frizon de Lamotte et al., 2000). A partir de cette période, la convergence peut clairement rendre compte, via des plis lithosphériques, des résultats. Les plis culmineraient alors dans l'Anti-Atlas/Haut Atlas et le Bouclier Reguibat, tandis que le bassin de Tindouf et le Nord de la Meseta seraient plutôt légèrement subsidents. Au sujet du Crétacé supérieur, des incertitudes sur l'état de l'Anti-Atlas subsistent même si l'un de nos scénarios rend plausible cette possibilité au vue des données (HT4, section V.A., Fig. V-3). L'absence des sédiments à cette époque fait que l'histoire verticale de l'Anti-Atlas doit être résolue par l'approche de TBT combinant AHe et AFT. Dans tous les cas, la synchronicité du début de la convergence avec l'exhumation qui se produit dans les domaines central et occidental du Bouclier Reguibat sont a priori interprétées comme résultant de la transmission de contraintes horizontales depuis la bordure nord du COA avec un impact relativement limité cependant, jusqu'au Cénozoïque.

VII.Conclusion

VII.1. Résultats et apports du travail

La question de la possibilité des cratons et leurs bordures à se déformer, et du lien entre déformations de bordures et intérieur du craton a été envisagée dans ce travail, via l'usage de thermochronologie basse température et de géologie structurale. Le choix du COA a été déterminé sur la base des différents contextes géologiques dans lesquels il s'est trouvé au cours du Phanérozoïque : une plateforme pendant le Paléozoïque inférieur, l'avant-pays varisque pendant le Paléozoïque supérieur, la marge passive de l'Atlantique Central pendant le Méso-cénozoïque et l'avant-pays lointain de la marge active alpine en Méditerranée. Ce travail a fourni le premier jeu de données complet sur le Nord du COA, de nouvelles données structurales sur l'avant-pays sud du Haut Atlas au Maroc, et renouvelle certaines vues sur l'évolution de la région.

Cette thèse apporte donc de nouvelles idées sur l'histoire du Sahara et de l'Afrique du Nord-ouest en général :

(1) L'étude TBT du Bouclier Reguibat, qui traverse le COA d'Ouest en Est a permis de révéler une histoire complexe et polyphasée au cours du Phanérozoïque. Entre autres, un événement d'exhumation majeur est reconnu sur la totalité du Nord-ouest de l'Afrique :

- l'étude montre ainsi combien est peu adéquat le nom de « discordance hercynienne » dans le cas particulier du COA, où cette dernière représente un intervalle de temps couvrant le Carbonifère supérieur jusqu'au Crétacé inférieur. L'exhumation du Jurassique supérieur/Crétacé inférieur est responsable, avec les événements du Dévonien supérieur (Frizon de Lamotte et al., 2013) et les événements varisques du caractère polycyclique de cette discordance. Au contraire, sa dénomination est plus adaptée à la plateforme saharienne hors du COA dans les bassins sahariens, où existent des dépôts d'âge trias et jurassique directement en discordance sur cette dernière.

- en ce qui concerne l'exhumation elle-même, celle-ci apporte une explication majeure, mais néanmoins encore partielle à l'arrivée des immenses nappes détritiques qui recouvrent le Sahara et les marges atlantique et téthysienne à cette époque, nappes dont une des sources est constituée du Bouclier Reguibat et potentiellement du Nord du bassin de Taoudeni, ainsi que d'apports probables du bouclier Touareg. Cet afflux de détritisme se nourrit donc de l'exhumation kilométrique du Nord du COA dans le Bouclier Reguibat, mais également dans l'Anti-Atlas, avec une diminution vers l'Est de l'ampleur de cette exhumation.

VII.Conclusion

- les hypothèses de régime compressif et d'un raccourcissement associé ne semblent pas suffisantes pour expliquer l'exhumation qui survient alors. L'hypothèse proposée dans ce travail suggère qu'une anomalie thermique de grande ampleur, liée à des mouvements mantelliques serait responsable de cette exhumation. L'extension géographique atteinte par cet événement, qui englobe également la marge conjuguée est-américaine révèle un découplage entre : les mécanismes purement intrinsèques liés à la mise en place d'une marge passive, qui provoquent soulèvement et topographie particulière (présence d'un escarpement sur la marge américaine, absent sur la marge africaine suivant la structure lithosphérique des marges) ; deuxièmement, un événement à plus large échelle, dont la capacité à générer un tel soulèvement doit être recherchée dans des mécanismes profonds. Ce mécanisme doit par ailleurs rendre compte des ré-enfouissements survenant après coup, sur les domaines occidental et central du Bouclier Reguibat, l'Anti-Atlas et la Meseta.

(2) L'étude structurale menée dans l'avant-pays sud du Haut Atlas au Maroc apporte de nouvelles contraintes chronologiques pour le Cénozoïque à la fois pour la construction de la chaîne atlasique elle-même, mais également en ce qui concerne la déformation associée qui s'exprime plus ou moins sur la bordure nord du COA. Ce calendrier et les études géologiques sur les périodes antérieures permettent de « connecter » la région 'mobile' à l'enregistrement en TBT au sein du craton. L'événement le plus marquant se situe vraisemblablement à l'Eocène, identifié comme phase tectonique dans l'avant-pays sud atlasique, comme une phase de refroidissement dans le Nord du COA ainsi que comme événement tectonique à l'échelle de tout le craton, plaidant alors pour l'occurrence d'un changement géodynamique global à cette époque. Ces différentes données montrent également comment cet événement a pu imprimer sa marque sur la région, via la mise en place (ou la réactivation ?) de déformations lithosphériques. Le calendrier précis des déformations montre également la singularité de la chaîne atlasique face au craton, dans la mesure où une phase miocène spécifique y est reconnue, déclenchée par l'amincissement de la lithosphère qui ne provoque déformation et topographie que dans la zone « mobile » bordant le craton.

(3) Enfin, le début de la convergence Afrique/Europe au début du Crétacé inférieur est étonnamment synchrone avec le début des refroidissements/exhumations que observés dans les domaines occidental et central du Bouclier Reguibat, tandis que ceux-ci commencent semble-t-il plus tard dans l'Anti-Atlas et ailleurs au Maroc du Nord (Cénozoïque). Ainsi, malgré l'éventualité que ces exhumations soient liées à un transfert de contraintes dû aux changements géodynamiques que cette convergence engendra, il reste difficile d'appréhender le moyen par lequel sont transmises ces contraintes, et comment pourraient-elles être localisées sur le seul Bouclier Reguibat à cette époque. Une étude plus approfondie sur l'anti-Atlas pourrait lever ces doutes et contraindre davantage les mécanismes de ce transfert de contraintes.

VII.2. Perspectives

De nombreuses questions subsistent à la fin de ce travail. En ce qui concerne l'enregistrement géologique, aucune explication ne permet de comprendre l'absence totale de Trias et de Jurassique au cœur du craton, ni d'appréhender l'enneigement sous des nappes détritiques de l'ensemble du Sahara (COA excepté sur Reguibat et l'Anti-Atlas). Dans ce dernier cas, l'estimation de la quantité/taux d'érosion nécessiterait l'étude fine de l'enregistrement onshore et offshore dans le TLDB, du point de vue des géométries de dépôt dans une approche séquentielle ; mais cela devrait également se coupler à l'évolution de l'eustatisme, du climat et des processus tectoniques qui auraient pu influencer ce processus. De ce point de vue, il est clair que le TLDB est une source d'informations à examiner en détail. Il manque encore des études sédimentologiques dans sa partie sud peu explorée (minée surtout...) tant du point de vue des environnements de dépôts que des datations précises, pour compléter et affiner les modélisations thermiques. Des données sismiques onshore et l'étude des géométries sédimentaires permettraient en outre de discriminer plus proprement les contributions respectives du soulèvement et de l'eustatisme.

D'un point de vue géodynamique, ce travail a contribué à créer le lien entre la frontière mobile (Atlas/Anti-Atlas) et le COA. Bien qu'une synchronicité puisse être établie entre le début de la convergence et l'exhumation du Bouclier Reguibat, l'Anti-Atlas, domaine transitionnel entre craton et zone mobile ne montre pas clairement la même tendance. Ainsi, le lien convergence/exhumation doit-il encore faire l'objet d'études afin de démontrer sa vraisemblance. Une étude plus poussée de TBT dans l'Anti-Atlas permettrait déjà de lever une partie du voile sur ces incertitudes.

Enfin, reste peut-être la question principale concernant les forces à l'origine de l'exhumation Jurassique supérieur/Crétacé inférieur. L'idée d'un événement de très grande ampleur est nettement favorisée par nos résultats et ceux de la marge est-américaine. Divers mécanismes, sous le vocable « topographie dynamique » peuvent être invoqués, liant la dynamique mantellique à son expression en surface, sur de faibles amplitudes ($< \pm 1$ km). D'autre part, ce mécanisme devra alors satisfaire à : (1) une exhumation kilométrique, (2) un gradient décroissant d'exhumation vers l'intérieur du craton (ou la plateforme américaine), (3) un gradient légèrement décalé dans le temps sur le continent américain et dans l'Est du Bouclier Reguibat et (4) un ré-enfouissement postérieur de la marge marocaine (sens large : 600-700 km) après coup. Les mécanismes potentiels devraient être testés par modélisation, numérique ou analogique. Cela permettrait de distinguer entre la contribution de processus profonds, mantelliques, et d'autres potentiels, plus crustaux.

BIBLIOGRAPHIE

ANNEXES

Bibliographie

Abou Ali, N., Chellai, E.H. and Nahim, M., 2004. Anatomie d'une marge passive hybride. Marge Ifni/Tan-Tan (Sud du Maroc) au Mésozoïque: Apports des données géophysiques, *Estudios Geol.*, 60, pp.111-121, doi:10.3989/egeol.04603-683.

Abouchami, W., Boher, M., Michard, A. and Albarède, F. 1990. A major 2.1 Ga event of mafic magmatism in West Africa: an early stage of crustal accretion, *J. Geophys. Res.*, 95, pp.17605-17629.

Aït Addi, A., 2006. The Dogger reef horizons of the Moroccan Central High Atlas: New data on their development, *J. Afr. Earth Sci.*, 45, pp.162-172.

Ali, S., Stattegger, K., Garbe-Schönberg, D., Kuhnt, W., Kluth, O. and Jabour, H., 2014a. Petrography and geochemistry of Cretaceous to quaternary siliciclastic rocks in the Tarfaya basin, SW Morocco: implications for tectonic setting, weathering, and provenance, *Int. J. Earth Sci.*, 103, pp.265-280, doi: 10.1007/s00531-013-0965-6.

Ali, S., Stattegger, K., Garbe-Schönberg, D., Frank, M., Kraft, S. and Kuhnt, W., 2014b. The provenance of Cretaceous to Quaternary sediments in the Tarfaya basin, SW Morocco: Evidence from trace element geochemistry and radiogenic Nd–Sr isotopes, *J. Afr. Earth Sci.*, 90, pp.64-76.

Alvaro, J.J., Clausen, S., El Albani, A. and Chellai, E.H., 2006. Facies distribution of the Lower Cambrian cryptic microbial and epibenthic archaeocyathan-microbial communities, western Anti-Atlas, Morocco, *Sedimentology*, 53(1), pp.35-53, doi: 10.1111/j.1365-3091.2005.00752.x.

Alvaro, J., Vennin, E., Villas, E., Destombes, J. and Vizcaïno, D. 2007. Pre-Hirnantian (latest Ordovician) benthic community assemblages: Controls and replacements in a siliciclastic-dominated platform of the eastern Anti-Atlas, Morocco, *Pal. Pal. Pal.*, 245, 1-2, 7, pp.20-36.

Armitage, J.J. and Allen, P.A., 2010. Cratonic basins and the long-term subsidence history of continental interiors, *J. Geol. Soc., London*, 167, pp.61-70.

Armitage, J.J., Jaupart, C., Fourel, L. and Allen, P.A., 2013. The instability of continental passive margins and its effect on continental topography and heat flow, *J. Geoph. Res: Solid Earth*, 118, pp.1817-1836, doi: 10.1002/jgrb.50097.

Artyushkov, E.V., Tesakov, Y.I. and Chekhovich, P.A. 2008. Ordovician sea-level change and rapid change in crustal subsidence rates in eastern Siberia and Baltoscandia, *Russian Geology and Geophysics*, 49, pp.633-647.

Ault, A.K., Flowers, R.M. and Bowring, S., 2013. Phanerozoic surface history of the Slave craton, *Tectonics*, 32, pp.1-18, doi:10.1002/tect.20069.

Austin, J.A., Stoffa, P.L., Philipps, J.D., Oh, J., Sawyer, D.S., Michael Purdy, G., Reiter, E., and Makris, J., 1990. Crustal structure of the Southeast Georgia embayment-Carolina trough: Preliminary results of a composite seismic image of a continental suture(?) and a volcanic passive margin, *Geology*, 18(10), pp.1023-1027, doi: 10.1130/0091-7613(1990)018.

Bibliographie

Auvray, B., Peucat, J.-J., Potrel, A., Burg, J.P., Caruba, C., Dars, R. and Lo, K., 1992. Données géochronologiques nouvelles sur l'Archéen de l'Amsaga (Dorsale Réguibat, Mauritanie), *C.R. Acad. Sci. Paris*, 315, pp.63-70.

AUXINI, 1969. Correlacion estratigrafica de los sondeos perforados en el Sahara español, *Bol. Geol. Minero*, 83, pp.235-251.

Babault, J., Teixell, A., Arboleya, M.L. and Charroud, M., 2008. A Late Cenozoic age for long-wavelength surface uplift of the Atlas Mountains of Morocco, *Terra Nova*, 20, pp.102-107, doi: 10.1111/j.1365-3121.2008.00794.x.

Baidder L., Raddi, Y., Tahiri, M. and Michard, A., 2008. Devonian extension of the Pan-African crust North of the West African craton, and its bearing on the Variscan foreland deformation : evidence from eastern Anti-Atlas (Morocco). In: Ennih, N. and Liégeois, J.-P. (eds.), *The Boundaries of the West African Craton*, pp. 453-465. *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 297, Geological Society, London.

Balestrieri, M.L., Moratti, G., Bigazzi, G. and Algouti, A., 2009. Neogene exhumation of the Marrakech High Atlas (Morocco) recorded by apatite fission-track analysis, *Terra Nova*, 21, pp.75-82.

Barbarand, J., Carter, A., Wood, I. and T. Hurford, T., 2003. Compositional and structural control of fission-track annealing in apatite, *Chem. Geol.*, 198, pp.107-137, doi: 10.1016/S0009-2541(02)00424-2.

Barbarand, J., Quesnel, F. and Pagel, M., 2013. Lower Paleogene denudation of Upper Cretaceous cover of the Morvan Massif and southeastern Paris Basin (France) revealed by AFT thermochronology and constrained by stratigraphy and paleosurfaces, *Tectonophysics*, 608, pp.1310-1327, doi : 10.1016/j.tecto.2013.06.011.

Barbero, L., Jabaloy, A., Gómez-Ortiz, D., Pérez-Peña, J.V., Rodríguez-Peces, M.J., Tejero, R., Estupiñán, J., Azdimousa, A., Vázquez, M. and Asebriy, L., 2011. Evidence for surface uplift of the Atlas Mountains and the surrounding peripheral plateaux: Combining apatite fission-track results and geomorphic indicators in the Western Moroccan Meseta (coastal Variscan Paleozoic basement), *Tectonophysics*, 502, pp.90-104, doi : 10.1016/j.tecto.2010.01.005.

Bea, F., Montero, P., Haissen, F. and El Archi, A., 2013. 2.46 Ga kalsilite and nepheline syenites from the Awsard pluton, Reguibat Rise of the West African Craton, Morocco. Generation of extremely K-rich magmas at the Archean–Proterozoic transition, *Precamb. Res.*, 224, pp.242-254, doi: 10.1016/j.precamres.2012.09.024.

Beauchamp, W., Allmendinger, R.W., Barazangi, M., Demnati, A., El Alji, M. and Dahmani, M., 1999. Inversion tectonics and the evolution of the High Atlas mountains, Morocco, based on a geological geophysical transect, *Tectonics*, 18, pp.163–184.

Beauvais, A., and Chardon, D., 2013. Modes, tempo, and spatial variability of Cenozoic cratonic denudation: The West African example, *Geochem. Geophys. Geosys.*, 14(5), pp.1590-1608, doi:10.1002/ggge.20093.

Begg, G.C., Griffin, W.L., Natapov, L.M., O'Reilly, S.Y., Grand, S.P., O'Neill, C.J., Hronsky, J.M.A., Poudjom Djomani, Y., Swain, C.J., Deen, T. and Bowden, P., 2009. The lithospheric architecture of

Bibliographie

Africa: Seismic tomography, mantle petrology, and tectonic evolution, *Geosphere*, 5(1), pp.23-50, doi: 10.1130/GES00179.1.

Bellion, Y., 1989. Histoire géodynamique post-paléozoïque de l'Afrique de l'Ouest d'après l'étude de quelques bassins sédimentaires (Sénégal, Taoudeni, Iullemeden, Tchad), published PhD thesis, Université d'Avignon et des pays de Vaucluse, CIFEG, Paris, France.

Belousova, E.A., Griffin, W.L., Shee, S.R., Jackson, S.E. and O'Reilly, S.Y., 2001. Two age populations of zircons from the Timber Creek kimberlites, Northern Territory, as determined by laser-ablation ICP-MS analysis, *Austr. J. Earth Sci.*, 48(5), pp.757-765, doi: 10.1046/j.1440-0952.2001.485894.x.

Benammi, M., Toto, E.A. and Chakiri, S., 2001. Les chevauchements frontaux du Haut Atlas central marocain: styles structuraux et taux de raccourcissement différentiel entre les versants nord et sud, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 333, pp.241–247.

Bengston, A., Ewing, R.C. and Becker, U., 2012. The diffusion and closure temperatures in apatite and zircon: A density functional theory investigation, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 86, pp.28-238.

Benssaou, M. and Hamoumi, N., 2003. The Lower-Cambrian western Anti-Atlas graben: tectonic control of palaeogeography and sequential organization, *C.R. Geosci.*, 335(3), pp.297-305, doi: 10.1016/S1631-0713(03)00033-6.

Berâaouz, E.H., Platevoet, B. and Bonin, B., 1994. Le magmatisme mésozoïque du Haut Atlas (Maroc) et l'ouverture de l'Atlantique central, *C. R. Acad. Sci.*, 318, pp.1079-1085.

Bertotti, G. and Gouiza, M., 2012. Post-rift vertical movements and horizontal deformations in the eastern margin of the Central Atlantic: Middle Jurassic to Early Cretaceous evolution of Morocco, *Int. J. Earth Sci.*, 101, pp.2151-2165.

Bertrand, H., 1991. The Mesozoic tholeiitic province of northwest Africa: a volcano-tectonic record of the early opening of Central Atlantic, In: Kampunzu, A.B. and Lubala, R.T. (eds.), *Magmatism in extensional structural settings, The Phanerozoic African Plate*, pp. 147– 191, Springer-Verlag.

Bertrand-Sarfati, J., Moussin-Pouchkine, A., Affaton, P., Trompette, R. and Bellion, Y., 1991. Cover sequences of the West African Craton, In: Dallmeyer, R.D. and Lécorché, J.P. (eds.), *The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives, IGCP-Project 233*, pp.65-82.

Bessoles, B. 1977. Géologie de l'Afrique. Le craton ouest africain, *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, 88, 402 p.

Beucher, R., Brown, R.W., Roper, S., Stuart, F. and Persano, C., 2013. Natural age dispersion arising from the analysis of broken crystals: Part II. Practical application to apatite (U–Th)/He thermochronometry, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 120, pp.395-416.

Beuf, S., 1971. Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara: Sédimentation et discontinuités; évolution structurale d'un craton, Technip (ed.), 484p.

Bird, P., 1979. Continental delamination and the Colorado Plateau, *J. Geophys. Res.*, 84 (B13), pp.7561-7571, doi: 10.1029/JB084iB13p07561.

Bibliographie

Bishop, P., 2007. Long-term landscape evolution: linking tectonics and surface processes, *Earth Surf. Proc. Landforms*, 32, pp.329-365, doi: 10.1002/esp.1493.

Bitam, L., Gourvennec, R. and Robardet, M., 1996. Les formations paléozoïques ante-carbonifères du sous-bassin de Djebilet du Bassin de Tindouf, Nord-Ouest du Sahara algérien, *Mém. Serv. Géol. Algérie*, 8, pp.91-111.

Black, R. and Liégeois, J.-P., 1993. Cratons, mobile belts, alkaline rocks and continental lithospheric mantle: the Pan-African testimony, *J. Geol. Soc., London*, 150, pp.89-98.

Bobrov A.M., Jacoby, W., Trubitsyn, V.P., 1999. Effects of Rayleigh number, length and thickness of continent on time of mantle flow reversal, *J. Geodynam.*, 27, pp.133-145.

Boettcher, S.S. and Milliken, K.L., 1994. Mesozoic-Cenozoic unroofing of the Southern Appalachian Basin: Apatite fission track evidence from Middle Pennsylvanian sandstones, *J. Geol.*, 102, pp.655-663.

Bond, G., 1978. Evidence for Late Tertiary uplift of Africa relative to North America, South America, Australia and Europe, *J. Geol.*, 86, pp.47-65.

Bonnici, J.P. and Giraudon, R., 1963. Le groupe du Tasiast, nouvelle unité lithostratigraphique du socle antécambrien de la Mauritanie occidentale, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 5, pp.1118-1123.

Bonow, J.M., Japsen, P., and Nielsen, T.F.D., 2014. High-level landscapes along the margin of southern East Greenland—A record of tectonic uplift and incision after breakup in the NE Atlantic, *Global Planet. Change*, 116, pp.10-29, doi: 10.1016/j.gloplacha.2014.01.010.

Boote, D.R.D, Clark-Lowes, D.D., Traut, M.W., 1998. Palaeozoic petroleum systems of North Africa. In : MacGregor, D.S., Moody, R.T.J., Clark-Lowes, D.D. (Eds.), *Petroleum Geology of North Africa*, *Geol. Soc. Spec. Pub.*, London, 132, pp.7-68.

Bosworth, W., 1992. Mesozoic and early Tertiary rift tectonics in East Africa, *Tectonophysics*, 209, pp.115–137, doi: 10.1016/0040-1951(92)90014-W.

Boudjema, A., 1987. Evolution structural du bassin pétrolier “triasique” du Sahara nord occidental (Algérie), Thèse Univ. Orsay, France, 1 vol., 290 p.

Bracène, R. and Frizon de Lamotte, D., 2002. The origin of intraplate deformation in the Atlas system of western and central Algeria: from Jurassic rifting to Cenozoic–Quaternary inversion, *Tectonophysics*, 357, pp.207-226.

Braun, J., 2010. The many surface expressions of mantle dynamics, *Nature Geosci.*, 3, pp.825–833.

Braun, J. and Beaumont, C., 1989. A physical explanation of the relation between flank uplifts and the breakup unconformity at rifted continental margins, *Geology*, 17, pp.760-764, doi: 10.1130/0091-7613(1989)017.

Brede, R., Hauptmann, M. and Herbig, H.-G., 1992. Plate tectonics and intracontinental mountain ranges in Morocco—The Mesozoic-Cenozoic development, *Geol. Rundsch.*, 81(1), pp.127-141.

- Bronner, G., Roussel, J., Trompette, R. and Clauer, N., 1980. Genesis and Geodynamic Evolution of the Taoudeni Cratonic Basin (Upper Precambrian and Paleozoic), Western Africa, In: Bally, A.W., Blender (ed.), Dynamics of Plate Interiors, Geodynamics Series, vol. 1, American Geophysical Union, pp.81-90.
- Brown, R.W., Gallagher, K., and Duane, M., 1994. A quantitative assessment of the effects of magmatism on the thermal history of the Karoo sedimentary sequence, *J. Afr. Earth Sci.*, 18(3), pp.227-243, doi:10.1016/0899-5362(94)90007-8.
- Brown, R.W., Summerfield, M.A. and Gleadow, A.J.W., 2002. Denudational history along a transect across the Drakensberg Escarpment of southern Africa derived from apatite fission track thermochronology, *J. Geophys. Res.*, 107(B12), 2350, doi:10.1029/2001JB000745.
- Brown, R.W., Beucher, R., Roper, S., Persano, C., Stuart, F. and Fitzgerald, P., 2013. Natural age dispersion arising from the analysis of broken crystals. Part I: Theoretical basis and implications for the apatite (U–Th)/He thermochronometer, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 122, pp.478-497, doi: 10.1016/j.gca.2013.05.041.
- Brown, R.W., Summerfield, M., Gleadow, A., Gallagher, K., Carter, A., Beucher, R., and Wildman, M., 2014. Intracontinental deformation in southern Africa during the Late Cretaceous, *J. Afr. Earth Sci.*, 100, pp.20-41, doi: 10.1016/j.jafrearsci.2014.05.014.
- Browne, S.E. and Fairhead, J.D., 1983. Gravity study of the Central African Rift System: a model of continental disruption. 1. The Ngaoundere and Abu Gabra Rifts, *Tectonophys.*, 94, pp.187–203, doi: 10.1016/0040-1951(83)90016-1.
- Brun, J.-P. and Fort, X., 2011. Salt tectonics at passive margins: Geology versus models, *Marine Petr. Geol.*, 28, pp.1123-1145.
- Bunker, B.J., Witzke, B.J., Watney, W.L. and Ludvigson, G.A., 1988. Phanerozoic history of the central midcontinent, United States, In: Sloss, L. L. (ed.), Sedimentary cover: North American craton, D-2, p. 243–260, U.S.: Boulder, Colorado, The geology of North America, Geological Society of America.
- Burgess, P.M. & Gurnis, M., 1995. Mechanisms for the formation of cratonic stratigraphic sequences, *EPSL*, 136, pp.647-663.
- Burgess, P.M., 2008. Phanerozoic evolution of the sedimentary cover of the North American Craton, In: Miall, A.D. (ed.), Sedimentary Basins of the World, 5, pp.31-63, Elsevier.
- Burkhard, M., Caritg, S., Helg, U., Robert-Charrue, C. and Soulaïmani, A., 2006. Tectonics of the Anti-Atlas of Morocco, *C.R. Geosci.*, 338, pp.11-24, doi: 10.1016/j.crte.2005.11.012.
- Burtner, R.L., Nigrini, A. and Donelick, R.A., 1994. Thermochronology of lower Cretaceous source rocks in the Idaho–Wyoming thrust belt, *AAPG Bull.*, 78, pp.1613-1636.
- Burollet, P.F. and Busson, G., 1983. Plate-forme saharienne et Mésogée au cours du Crétacé, *Notes Mém. Cie fr. Pétr.*, Paris, 18, pp.17-26.
- Busson, G., 1972. Principes, méthodes et résultats d'une étude stratigraphique du Mésozoïque saharien, *Mem. Mus. Nat. Hist. Natur., nouv.ser., C : Sci. Terre*, 26, 442p.

Bibliographie

Caby, R., Bertrand, J.M.L. and Black, R., 1981. Pan-African ocean closure and continental collision in the Hoggar-Iforas segment, central Sahara, In: Kröner, A. (ed), Precambrian Plate Tectonics, Elsevier, Amsterdam, Vol. 16, pp.407-434.

Carlson, W.D., Donelick, R.A. and Ketcham, R.A., 1999. Variability of apatite fission-track annealing kinetics: I. Experimental results, *Am. Mineral.*, 84, pp.1213-1223.

Carminati, E., Cuffaro, M. and Doglioni, C., 2009. Cenozoic uplift of Europe, *Tectonics*, 28, TC4016, doi: 10.1029/2009TC002472.

Carter, A. and Gallagher, K., 2004. Characterizing the significance of provenance on the inference of thermal history models from apatite fission-track data—A synthetic data study, *GSA Spec. Pap.*, 378, pp.7-23.

Chafiki, D., Canérot, J., Souhel, A., El Hariri, K. and Taj Eddine, K., 2004. The Sinemurian carbonate mud-mounds from central High Atlas (Morocco): stratigraphy, geometry, sedimentology and geodynamic pattern, *J. Afr. Earth Sci.*, 39, pp.337-346.

Charaf Chabou, M., Bertrand, H. and Sebaï, A., 2010. Geochemistry of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in south-western Algeria, *J. Afr. Earth Sci.*, 58 (2), pp.211-219.

Chardon, D., 1997. Les déformations continentales archéennes. Exemples naturels et modélisation thermomécanique, PhD thesis, Université de Rennes I, France.

Charrière, A., 1996. Contexte paléogéographique et paléotectonique de la formation des bassins crétacés du Moyen Atlas (Maroc) à la lumière des données stratigraphiques récentes, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 167, pp.617–626.

Charrière, A., Dépêche, F., Feist, M., Grambast-Fessard, N., Jaffrezo, M., Peybernès, B. and Ramalho, M., 1994. Microfaunes, microfiores et paléoenvironnements successifs dans la formation d'El Mers (Bathonien- ?Callovien) du synclinal de Skoura (Moyen Atlas, Maroc), *Geobios*, 27, pp.157–174.

Charrière, A., Andreu, B., Ciszak, R., Kennedy, W.J., Rossi, A. and Vila, J.M., 1998. La transgression du Cénomanién supérieur dans la Haute Moulouya et le Moyen Atlas méridional, Maroc, *Geobios*, 31, pp.551–569.

Charrière, A., Haddoumi, H. and Mojon, P.O., 2005. Découverte de Jurassique supérieur et d'un niveau marin du Barrémien dans les "couches rouges" continentales du Haut Atlas central marocain : implications paléogéographiques et structurales, *C. R. Palevol.*, 4, pp.385–394.

Charriere, A., Haddoumi, H., Mojon, P.-O., Ferrière, J., Cuche, D. and Zili, L., 2009. Evidence of Paleocene unconformable deposits with charophytes and ostracods on the anticline ridges of the Imilchil area (High Atlas, Morocco): Paleogeographic and structural implications, *C.R. Palevol*, 8(1), pp.9-19, doi: 10.1016/j.crpv.2008.11.006.

Chaumont, J., Soulet, S., Krupa, J.C., and Carpena, J., 2002. Competition between disorder creation and annealing in fluoroapatite nuclear waste forms, *J. Nucl. Mat.*, 301(2-3), pp.122-128, doi:10.1016/S0022-3115(01)00758-9.

Bibliographie

Cherniak, D.J., Watson, E.B. and Thomas, J.B., 2009. Diffusion of helium in zircon and apatite, *Chem. Geol.*, 268(1-2), pp.155-166, doi: 10.1016/j.chemgeo.2009.08.011.

Choubert, G., 1945. Note préliminaire sur le Pontien au Maroc (Essai de synthèse orogénique du Maroc atlasique), *Notes Mem. Serv. Géol. Maroc*, 65 and *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (5)15, pp.677 - 764.

Choubert, G., 1963. Histoire géologique de l'Anti-Atlas de l'Archéen à l'aurore des temps primaires, *Notes Mém. Serv. Géol.*, 62, Rabat, Maroc.

Choubert, G., 1970. Carte géologique de l'Anti-Atlas central et de la zone synclinale de Ouarzazate (1:200000), *Notes Mém. Serv. Géol.*, 138, Rabat, Service Géologique du Maroc.

Choubert, G. and Faure-Muret, A., 1960-62. Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques, In : Durand-Delga, M. (ed.), Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot, *Soc. Géol. Fr.*, Mém. h.-s., pp.447–527, Société Géologique de France, Paris.

Choubert, G., Faure-Muret, A. and Hottinger, L., 1966. Aperçu géologique du bassin côtier de Tarfaya, *Notes Mém. Serv. Géol.*, 1 vol., 218p.

Choubert, G. and Faure-Muret, A. 1990. Carte géologique internationale de l'Afrique, Commission for the geological map of the world, CCGM & UNESCO, Paris.

Clauer, N., 1973. Utilisation de la méthode rubidium-strontium pour la datation de milieux sédimentaires du Précambrien supérieur de l'Adrar mauritanien (Sahara occidental) et la mise en évidence de transformations précoces des minéraux argileux, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, pp.2243-2255.

Cloetingh, S., Burov, E., Beekman, F., Andeweg, B., Andriessen, P.A.M., Garcia-Castellanos, D., de Vicente, G. and Vegas, R., 2002. Lithospheric folding in Iberia, *Tectonics*, 21(5), 1041, doi: 10.1029/2001TC901031.

Cloetingh, S. and Burov, E., 2011. Lithospheric folding and sedimentary basin evolution: a review and analysis of formation mechanisms, *Bas. Res.*, 23, pp.257-290, doi: 10.1111/j.1365-2117.2010.00490.x.

Coblentz, D.D. and Sandiford, M., 1994. Tectonic stresses in the African plate: Constraints on the ambient lithospheric stress state, *Geology*, 22, pp.831-834.

Cocks, L.R.M. and Fortey, R.A., 2009. Avalonia: a long-lived terrane in the Lower Palaeozoic? In: Bassett, M.G. (ed.), Early Palaeozoic Peri-Gondwana Terranes: New Insights from Tectonics and Biogeography, *Geol.Soc. Spec. Pub.*, 325, pp.141-155, Geological Society, London.

Cogné, N., Gallagher, K., Cobbold, P.R., Riccomini, C., and Gautheron, C., 2012. Post-breakup tectonics in southeast Brazil from thermochronological data and combined inverse-forward thermal history modeling, *J. Geophys. Res.*, 117, B11413, doi:10.1029/2012JB009340.

Courel, L., Ait Salem, H., Ben Ismaïl, H., El Mostaïne, M., Fekirine, B., Kamoun, F., Mami, L., Oujidi, M. and Soussi, M., 2000. An overview of the epicontinental Triassic series of the Maghreb (NW Africa), *Zbl. Geol. Paläontol.*, 19–10, pp.1145–1166.

Bibliographie

- Courel, L., Aït Salem, H., Benaouiss, N., Et-Touhami, M., Fekirine, B., Oujidi, M., Soussi, M. and Tourani, A., 2003. Mid-Triassic to Early Liassic clastic/evaporitic deposits over the Maghreb Platform, *Pal. Pal. Pal.*, 196, pp.157-176.
- Courville, P., Meister, C., Lang, J., Mathey, B. and Thierry, J., 1991. Les correlations en Téthys occidentale et l'hypothèse de la liaison Téthys-Atlantique Sud: intérêt des faunes d'ammonites du Cénomanién supérieur-Turonien moyen basal du Niger et du Nigeria (Afrique de l'Ouest), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 313 (2), pp.1039-1042.
- Courville, P., Lang, J. and Thierry, J., 1998. Ammonite faunal exchanges between South Tethyan platforms and South Atlantic during the uppermost Cenomanian-lowermost-/middle Turonian in the Benue trough (Nigeria), *Geobios*, 31(2), pp.187-214.
- Craig, J., Grigo, D., Rebora, A., Serafini, G. and Tebaldi, E., 2010. and deeper hydrocarbon plays across North Africa and the Middle East from Neoproterozoic to Early Cenozoic: exploring the potential of older, In: Vining, B.A. and Pickering, S.C. (eds.), *Petroleum Geology: From Mature Basins to New Frontiers – Proceedings of the 7th Petroleum Geology Conference*, pp.673-705, Geological Society, London.
- Crowley, K.D., 1991. Thermal History of Michigan Basin and Southern Canadian Shield from apatite fission track analysis, *J. Geophys. Res.*, 96 (B1), pp.697-711.
- Crowley, K.D., Cameron, M. and Schaefer, R.L., 1991. Experimental studies of annealing of etched fission tracks in fluorapatite, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55, pp.1449–1465.
- Davison, I., 2005. Central Atlantic margin basins of North West Africa: Geology and hydrocarbon potential (Morocco to Guinea), *J. Afr. Earth Sci.*, 43, pp.254-274, doi: 10.1016/j.jafrearsci.2005.07.018.
- De Wit, M., 2007. The Kalahari Epeirogeny and climate change: differentiating cause and effect from core to space, *South Afr. J. Geol.*, 110, pp.367-392.
- Delfaud, J., 1974. Les grands traits de la paléogéographie de l'Algérie septentrionale durant le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur, *C.R. somm. Soc. Geol. Fr.*, 6, pp.167-168.
- Delvaux, D. and Sperner, B., 2003. Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program. In: Nieuwland, D. (ed.), *New Insights into Structural Interpretation and Modelling*, *Geol. Soc. Spec. Pub.*, Geological Society, London, 212, pp.75-100.
- Deng, J., Su, S., Niu, Y., Liu, C., Zhao, G., Zhao, X., Zhou, S., and Wu, Z., 2007. A possible model for the lithospheric thinning of North China Craton: Evidence from the Yanshanian (Jura-Cretaceous) magmatism and tectonism, *Lithos*, 96, pp.22-35, doi:10.1016/j.lithos.2006.09.009.
- Deynoux, M., 1971. Essai de synthèse stratigraphique du bassin de Taoudeni (Précambrien supérieur et Paléozoïque d'Afrique occidentale). *Trav. Lab. Sci. Terre*, St-Jérôme, Marseille, (B), 3.
- Deynoux, M., 1980. Les formations glaciaires du Précambrien terminal et de la fin de l'Ordovicien en Afrique de l'Ouest. Deux exemples de glaciation d'inlandsis sur une plateforme stable, *Trav. Lab. Sci. Terre*, St Jérôme, Marseille, B, 17, 1 vol., 554p.

Deynoux, M., Sougy, J. and Trompette, R., 1985. Lower Palaeozoic rocks of West African craton and Western parts of Central Africa. In: C. H. Hollard (ed.), *Lower Palaeozoic Rocks North-Western and West-Central Africa*, Chichester, New York, Wiley & Sons, pp. 337-495.

Destombes, J., Hollard, H. and Willefert, S. 1985. Lower Palaeozoic rocks of Morocco. In: C. H. Hollard (ed.), *Lower Palaeozoic of North-Western and West-Central Africa*, Chichester, New York, Wiley & Sons, pp.91-336.

Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.H.W. and Knott, S.D., 1989. Kinematics of the western Mediterranean, In: M.P. Coward et al. (eds.), *Alpine Tectonics, Geol. Soc. Spec. Publ.*, Geological Society, London, 45, pp.265-283.

Dillon, W. P. and Sougy, J., 1974. Geology of the West Africa and Canary and Cape Verde islands. In: Nairn, N. and Stelhi, F. (eds), *The Ocean Basins and Margins*, New York, London: Plenum Press pp.315-390.

Dodson, M.H., 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems, *Contrib. Min. Petrol.*, 40, pp.259-274.

Donelick, R.A., Ketcham, R.A. and Carlson, W.D., 1999. Variability of apatite fission-track annealing kinetics: II. Crystallographic orientation effect, *Am. Mineral.*, 84, pp.1224-1234.

Donzeau, M., Fabre, J. and Moussine-Pouchkine, A., 1981. Comportement de la dalle saharienne et orogénèse varisque. Essai d'interprétation, *Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Nord*, 69 (3-4), pp.137-172.

Doré, A.G. and Lundin, E.R., 1996. Cenozoic compressional structures on the NE Atlantic margin; nature, origin and potential significance for hydrocarbon exploration, *Petrol. Geosci.*, 2, pp.299-311, doi: 10.1144/petgeo.2.4.299.

Doré, A.G., Lundin, E.R., Kuszniir, N.J. and Pascal, C., 2008. Potential mechanisms for the genesis of Cenozoic domal structures on the NE Atlantic margin: pros, cons and some new ideas, In: Johnson, H. et al.(eds.), *The Nature and Origin of Compression in Passive Margins, Geol. Soc. Spec. Pub.*, vol. 306, pp.1-26, doi: 10.1144/SP306.1.

Dosso, L., Vidal, P., Bertrand, S. and Bonifay, A., 1979. Precambrian age of Reguibat Ridge dolerites, Mauritania, *C.R. Acad. Sci. Paris*, 288(8), pp.739-742.

Downey, N.K. and Gurnis, M. 2009. Instantaneous dynamics of the cratonic Congo basin, *J. Geophys. Res.*, 114, doi:10.1029/2008JB006066.

Ehlers, T. A. and Farley, K.A., 2003. Apatite (U-Th)/He thermochronometry: methods and applications to problems in tectonic and surface processes, *EPSL*, 206, pp.1-14.

Einsele, G. and Von Rad, U., 1979. Facies and paleoenvironment of Lower Cretaceous sediments at DSDP Site 397 and in the Aaiun Basin (Northwest Africa). In: von Rad, U., Ryan, W. B. F, et al. (eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, U.S. Govt. Printing Office, 47, 1, Washington D.C, pp.559-577.

El Arabi, E.H., 1988. Le "Permo-Trias" du flanc sud du Haut Atlas de Marrakech. Sédimentologie, cartographie et paléogéographie. PhD thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble, France.

Bibliographie

- El Arabi, E.H., 2007. La série permienne et triasique du rift haut-atlasique: nouvelles datations; évolution tectono-sédimentaire, Unpubl. Thesis, Univ. Hassan II, Casablanca, Morocco.
- El Arabi, E.H., Ferrandini, J. and Essamoud, R., 2003. Triassic stratigraphy and structural evolution of a rift basin: the Ec Cour Basin, High Atlas of Marrakech, Morocco, *J. Afr. Earth Sci.*, 36, pp.29-39.
- El Arabi, E.H., Hafid, M., Ferrandini, J. and Essamoud, R. 2006. Interprétation de la série syn-rift haut atlasique en termes de séquences tectonostratigraphiques, transversale de Telouet, Haut Atlas (Maroc), *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc*, 541, pp.93-101.
- El Harfi, A., Lang, J. and Salomon, J., 1996. Le remplissage continental cénozoïque du bassin d'avant-pays de Ouarzazate. Implications sur l'évolution géodynamique du Haut-Atlas Central (Maroc), *C.R. Acad. Sci.*, serie II, 323(7), pp.623-630.
- El Harfi, A., Lang, J., Salomon, J. and Chellai, E.H., 2001. Cenozoic sedimentary dynamics of the Ouarzazate foreland basin (Central High Atlas Mountains, Morocco), *Int. J. Earth Sci.*, 90, pp.393-411.
- El Khatib, J., 1995. Etude structural et stratigraphique d'un segment de la marge continentale atlantique sud-marocaine: le bassin de Tarfaya-Laâyoune, PhD thesis, Université de Nice-Sophia Antipolis, France.
- El Kochri, A. and Chorowicz, J., 1996. Oblique extension in the Jurassic trough of the central and eastern High Atlas (Morocco), *Can. J. Earth Sci.*, 33, p.84-92.
- Ellouz, N., Patriat, M., Gaulier, J.-M., Bouatmani, R. and Sabounji, S., 2003. From rifting to Alpine inversion: Mesozoic and Cenozoic subsidence history of some Moroccan basins, *Sedim. Geol.*, 156, pp.185-212.
- Ennih, N., Laduron, D., Greiling, R.O., Errami, E., de Wall, H. and Boutaleb, M., 2001. Superposition de la tectonique éburnéenne et panafricaine dans les granitoïdes de la bordure nord du craton ouest africain (Boutonnière Zenaga: Anti-Atlas central, Maroc), *J. Afr. Earth Sci.*, 32(4), pp.289-302.
- Ennih, N. and Liégeois, J.-P., 2001. The Moroccan Anti-Atlas: the West African craton passive margin with limited Pan-African activity. Implications for the northern limit of the craton, *Precamb. Res.*, 112, pp.289-302.
- Ennih, N. and Liégeois, J.-P., 2008. The boundaries of the West African craton, with special reference to the basement of the Moroccan metacratonic Anti-Atlas belt, In: Ennih, N., and J.P. Liégeois (eds.), The boundaries of the West African Craton, *Geol. Soc. Spec. Pub.*, vol. 297, pp.1-17, doi: 10.1144/SP297.1.
- Ennslin, R., 1992. Cretaceous synsedimentary tectonics in the Atlas system of Central Morocco, *Geol. Rundsch.*, 81, pp.91-104.
- Errarhaoui, K., 1998. Structure du Haut Atlas: plis et chevauchements du socle et de couverture (interprétations des données géophysiques et géologiques), Unpubl. PhD thesis Univ. Paris Sud Orsay, France.
- Ettachfini, E.M., Souhel, A., Andreu, B. and Caron, M., 2005. La limite Cénomanién-Turonien dans le Haut Atlas central, Maroc, *Geobios*, 38, pp.57-68.

Bibliographie

Ettaki, M. and Chellai, E.H., 2005. Le Toarcien inférieur du Haut Atlas de Todha-Dadès (Maroc): sédimentologie et lithostratigraphie, *C. R. Geoscience*, 337, pp.814-823.

Fabre, J., 1988. Les séries paléozoïques d'Afrique: une approche, *J. Afr. Earth Sci.*, 7, pp.1-40.

Fabre, J., 2005. Géologie du Sahara Occidental et Central, Tervuren African Geoscience Collection, vol. 108, Musée Royal de l'Afrique Central, 572 p.

Fabre, J., Arnaud-Vanneau, A., Belhadj, Z. and Monod, T., 1996. Evolution des terrains méso-cénozoïques d'une marge à l'autre du craton ouest africain, entre le Tanezrouft (Algérie) et l'Adrar de Mauritanie. In : Bitam, L. and Fabre, J. (eds), Géodynamique du Craton Ouest Africain Central et Oriental: Héritage et Évolution Post-Panafricains, Boumerdès, Service géologique de l'Algérie, *Mém. Ser. Géol. Algérie*, 8, pp. 187–229.

Fairhead, J.D., Green, C.M., Masterton, S.M. and Guiraud, R., 2013. The role that plate tectonics, inferred stress changes and stratigraphic unconformities have on the evolution of the West and Central African Rift System and the Atlantic continental margins, *Tectonophys.*, 594, pp.118-127, doi: 10.1016/j.tecto.2013.03.021.

Farley, K.A., Wolf, R.A., Silver, L.T., 1996. The effects of long alpha-stopping on (U–Th)/He ages, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 21, pp.4223-4229.

Farley, K., 2000. Helium diffusion from apatite: general behavior as illustrated by Durango fluorapatite, *J. Geophys. Res.*, 105, pp.2903-2914.

Farrington, R.J., Stegman, D.R., Moresi, L.N., Sandiford, M. and May, D.A., 2010. Interactions of 3D mantle flow and continental lithosphere near passive margins, *Tectonophys.*, 483, pp.20-28, doi:10.1016/j.tecto.2009.10.008.

Faure-Muret, A. and Choubert, G., 1971. Le Maroc. Domaine rifain et atlasique, In: Faure-Muret, A. and Choubert, G. (eds.), *Tectonique de l'Afrique*, pp.17-46, Unesco, Paris, France.

Feist, M., Charrière, A. and Haddoumi, H., 1999. Découverte de charophytes aptiennes dans les couches rouges continentales du Haut Atlas oriental (Maroc), *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 170, pp.611-618.

Fillon, C., Gautheron, C. and van der Beek, P., 2013. Oligocene–Miocene burial and exhumation of the Southern Pyrenean foreland quantified by low-temperature thermochronology, *J. Geol. Soc.*, 170, pp.67-77, doi: 10.1144/jgs2012-051.

Fishwick, S. and Bastow, I.D., 2011. Towards a better understanding of African topography: a review of passive-source seismic studies of the African crust and upper mantle, In: Van Hinsbergen, D.J.J., et al. (eds.), The Formation and Evolution of Africa: A Synopsis of 3.8 Ga of Earth History, *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 357, pp.343-371, Geological Society, London, doi: 10.1144/SP357.19.

Flament, N., Gurnis, M. and Müller, R. D., 2013. A review of observations and models of dynamic topography, *Lithosphere*, 5 (2), pp.189-210.

Fleischer, R.L., Price, P.B. and Walker, R.M., 1975. Nuclear tracks in solids: Principles and applications, Berkeley, California, University of California Press, 626p.

Bibliographie

- Flowers, R., Ketcham, R.A., Shuster, D. and Farley, K.A., 2009. Apatite (U–Th)/He thermochronology using a radiation damage accumulation and annealing model, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 73, pp.2347–2365, doi:10.1016/j.gca.2009.01.015.
- Flowers, R.M., Ault, A.K., Kelley, S.A., Zhang, N. and Zhong, S., 2012. Epeirogeny or eustasy? Paleozoic–Mesozoic vertical motion of the North American continental interior from thermochronometry and implications for mantle dynamics, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 317–318, pp.436–445, doi:10.1016/j.epsl.2011.11.015.
- Forte, A.M., Quéré, S. Moucha, R., Simmons, N.A., Grand, S.P., Mitrovica, J.X. and Rowley, D.B., 2010. Joint seismic–geodynamic–mineral physical modelling of African geodynamics: A reconciliation of deep-mantle convection with surface geophysical constraints, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 295(3–4), pp.329–341, doi: 10.1016/j.epsl.2010.03.017.
- Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B. and Bracene, R., 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean, *Tectonics*, 19 (4), pp.740–761.
- Frizon de Lamotte, D., Zizi, M., Missenard, Y., Hafid, M., El Azzouzi, M., Maury, R.C., Charrière, A., Taki, Z., Benammi, M. and Michard, A., 2008. The Atlas system, In: Michard, A., Chalouan, A. and Saddiqi, O. (eds), *Continental Evolution: The Geology of Morocco. Structure, Stratigraphy, and Tectonics of the Africa-Atlantic-Mediterranean Triple Junction*, Springer Verlag, *Lect. Notes Earth Sci.*, 116, pp.133–202.
- Frizon de Lamotte, D., Leturmy, P., Missenard, Y., Khomsi, S., Ruiz, G., Saddiqi, O., Guillocheau, F. and Michard, A., 2009. Mesozoic and Cenozoic vertical movements in the Atlas system (Algeria, Morocco, Tunisia): An overview, *Tectonophysics*, 475, pp.9–28, doi:10.1016/j.tecto.2008.10.024.
- Frizon de Lamotte, D., Tavakoli-Shirazi, S., Leturmy, P., Averbuch, O., Mouchot, N., Raulin, C., Leparmentier, F., Blanpied, C. and Ringenbach, J.-C., 2013. Evidence for Late Devonian vertical movements and extensional deformation in northern Africa and Arabia: Integration in the geodynamics of the Devonian world, *Tectonics*, 32, pp.1–16.
- Froitzheim N., 1984. Oberkretazische Vertikaltektonik im Hohen Atlas SW von Marrakeesch/Mrokko – Rekonstruktion eines Bewegungsablaufes im Frühstadium der Atlas-Orogenese, *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, H 8, pp.463–471.
- Fullea, J., Fernández, M., Zeyen, H. and Vergés, J., 2007. A rapid method to map the crustal and lithospheric thickness using elevation, geoid anomaly and thermal analysis. Application to the Gibraltar Arc System, Atlas Mountains and adjacent zones, *Tectonophysics*, 430(1–4), pp.97–117.
- Fullea, J., Fernández, M., Afonso, J.C., Vergés, J. and Zeyen, H. 2010. The structure and evolution of the lithosphere–asthenosphere boundary beneath the Atlantic–Mediterranean Transition Region, In: O'Reilly, S.Y. et al. (eds.), *The lithosphere/asthenosphere boundary: Nature, formation and evolution*, *Lithos*, 120 (1–2), pp.74–95.
- Furon, R., 1956. *Lexique stratigraphique international*. Vol. IV. Afrique. Fasc.2 Sahara, Afrique occidentale française et portugaise. Ed. CNRS, Paris, 1 vol., 77 p.

Bibliographie

Galbraith, R.F. and Laslett, G.M., 1993. Statistical models for mixed fission track ages, *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, 21, pp.459-480, doi: 10.1016/1359-0189(93)90185-C.

Galmiche, P., 2012. Géométrie de la "discordance hercynienne" et déformations ultérieures au Sahara occidental (Algérie), unpub. M.Sc., TOTAL, 29p.

Gallagher, K. and Brown, R.W., 1997. The onshore record of passive margin evolution, *J. Geol. Soc.*, London, 154, pp.451-457.

Gallagher, K., Brown, R.W. and Johnson, C., 1998. Fission track analysis and its applications to geological problems, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 26(5), pp.9-72, doi: 10.1146/annurev.earth.26.1.519.

Gallagher, K., 2012. Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology, *J. Geophys. Res.*, 117, B02408, doi:10.1029/2011JB008825.

Gärtner, A., Villeneuve, M., Linnemann, U., El Archi, A. and Bellon, H., 2013. An exotic terrane of Laurussian affinity in the Mauritanides and Souttoudides (Moroccan Sahara), *Gondwana Res.*, 24(2), pp.687-699, doi: 10.1016/j.gr.2012.12.019.

Gasquet, D., Ennih, N., Liégeois, J.-P., Soulaïmani, A. and Michard, A., 2008. The Pan-African Belt. In: Michard, A., Chalouan, A. and Saddiqi, O. (eds), *Continental Evolution: The Geology of Morocco. Structure, Stratigraphy, and Tectonics of the Africa-Atlantic-Mediterranean Triple Junction*, Springer Verlag, *Lect. Notes Earth Sci.*, 116, pp.33-64.

Gautheron, C., Tassan-Got, L., Farley, K.A., 2006. (U–Th)/Ne chronometry, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 243, pp.520-535.

Gautheron, C., Tassan-got, L., Barbarand, J. and Pagel, M., 2009. Effect of alpha-damage annealing on apatite (U–Th)/He thermochronology, *Chem. Geol.*, 266, pp.166–179, doi:10.1016/j.chemgeo.2009.06.001.

Gautheron, C. and Tassan-Got, L., 2010. A Monte Carlo approach to diffusion applied to noble gas/helium thermochronology, *Chem. Geol.*, 273(3-4), pp.212-224. doi: 10.1016/j.chemgeo.2010.02.023.

Gautheron, C., Tassan-Got, L., Ketcham, R.A. and Dobson, K.J., 2012. Accounting for long alpha-particle stopping distances in (U–Th–Sm)/He geochronology: 3D modeling of diffusion, zoning, implantation, and abrasion, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 96, pp.44-56.

Gautheron, C., Barbarand, J., Ketcham, R.A., Tassan-Got, L., van der Beek, P., Pagel, M., Pinna-Jamme, R., Couffignal, F. and Fialin, M., 2013. Chemical influence on α -recoil damage annealing in apatite: Implications for (U–Th)/He dating, *Chem. Geol.*, 351, pp.257-267, doi: 10.1016/j.chemgeo.2013.05.027.

Gauthier, H., 1957. Contribution A l'étude géologique des formations post-liasiques des bassin du Dadès et du Haut-Todra (Maroc méridional), *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, 119, pp.1-212.

Gevin, P., 1960. Etudes et reconnaissances géologiques sur l'axe cristallin Yetti-Eglab et ses bordures sédimentaires (1ere partie : bordures sédimentaires). *Serv. carte géol. Algérie, bull.*, 23, 1vol., 300p.

Bibliographie

- Ghandriche, H., 1991. Modalités de la superposition de structures de plissement-chevauchement d'âge alpin dans les Aurès (Algérie), Ph.D. thesis, Univ. Paris-Sud, Orsay, France.
- Ghorbal, B., Bertotti, G., Foeken, J. and Andriessen, P. 2008. Unexpected Jurassic to Neogene vertical movements in 'stable' parts of NW Africa revealed by low temperature geochronology, *Terra Nova*, 20, pp.355-363.
- Gleadow, A.J.W., 1981. Fission-track dating methods: what are the real alternatives? *Nucl. Tracks*, 5, pp.3-14.
- Gleadow, A.J.W. and Lovering, J.F., 1977. Geometry factor for external detectors in fission track dating, *Nucl. Track Det.*, 1(2), pp.99-106, doi: 10.1016/0145-224X(77)90003-5.
- Gleadow, A.J.W. and Duddy, I.R., 1981. A natural long-term track annealing experiment for apatite, *Nucl. Tracks*, 5, pp.169-174, doi: 10.1016/0191-278X(81)90039-1.
- Gleadow A.J.W., Duddy, I.R., Green, P.F. and Lovering, J.F., 1986. Confined fission track lengths in apatite: a diagnostic tool for thermal history analysis, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 94, pp.405-415.
- Görler K., Helmdach, F.F., Gaemers, P., Heissig, K., Hinsch, W., Mädler, K., Schwarzhans, W. and Zucht, M., 1988. The uplift of the Central High Atlas as deduced from Neogene continental sediments of the Ouarzazate province, Morocco, In: Jacobshagen, V.H. and Friedman, G.M. (eds.), *The Atlas system of Morocco, Lect. Notes Earth Sci.*, 15, pp.361-404, Springer-Verlag, Berlin, New York.
- Gouiza, M., 2011. Mesozoic source-to-sink systems in NW Africa: Geology of vertical movements during the birth and growth of the Moroccan rifted margin, Ph.D. thesis, VU University Amsterdam, Netherlands.
- Gouiza, M., Bertotti, G., Hafid, M. and Cloetingh, S., 2010. Kinematic and thermal evolution of the Moroccan rifted continental margin: Doukkala-High Atlas transect, *Tectonics*, 29, TC5008, doi:10.1029/2009TC002464.
- Gourvennec, R., Fabre, J. and Monod, T., 1996. Une faune dévonienne dans des grès de la Majâbat septentrionale (Mauritanie) et ses implications paléogéographiques, *Mém. Ser. Géol. Algérie*, 8, pp.113-115.
- Grant, A.C., 1977. Multichannel seismic reflection profiles of the continental crust beneath the Newfoundland Ridge, *Nature*, 270(5632), pp.22-25, doi: 10.1038/270022a0.
- Green, P.F., 1985. Comparison of zeta calibration baselines for fission-track dating of apatite, zircon and sphene, *Chem. Geol. Isot. Geosci. Sect.*, 58(1-2), pp.1-22.
- Green, P.F., 1986. On the thermo-tectonic evolution of northern England: Evidence from fission track analysis, *Geol. Mag.*, 123, pp.493–506, doi:10.1017/S0016756800035081.
- Green, P. F., Duddy, I. R., Gleadow, A. J. W., Tingate, P. R. and Laslett, G. M., 1986. Thermal annealing of fission tracks in apatite 1. A qualitative description, *Chem. Geol.*, 59, pp.237-253.

Green, P.F., Duddy, I.R., Laslett, G.M., Hegarty, K.A., Gleadow, A.J.W. and Lovering, J.F., 1989. Thermal annealing of fission tracks in apatite 4: quantitative modelling techniques and extension to geological timescales, *Chem. Geol.*, 79, pp.155-182.

Green P. F., Crowhurst, P. V., Duddy, I. R., Japsen, P. and Holford, S. P., 2006. Conflicting (U–Th)/He and fission track ages in apatite: enhanced He retention, not anomalous annealing behavior, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 250, pp.407-427.

Green, P.F. and Duddy, I.R., 2006. Interpretation of apatite (U–Th)/He ages and fission track ages from cratons, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 244, pp.541-547, doi:10.1016/j.epsl.2006.02.024.

Grist, A.M. and Zentilli, M., 2003. Post-Paleocene cooling in the southern Canadian Atlantic region: evidence from apatite fission track models, *Can. J. Earth Sci.*, 40(9), pp.1279-1297, doi: 10.1139/e03-045.

Grow, J.A., 1980. Deep structure and evolution of the Baltimore Canyon Trough in the vicinity of the COST B-3 well, In: Scholle, P. (ed.), Geological Studies of the COST No. B-3 Well, U.S. Geol Surv., Circ., 833, pp.117-132.

Grow, J.A. and Sheridan, R.E., 1988. U.S. Atlantic continental margin: a typical Atlantic-type or passive continental margin, In: Sheridan, R.E. and Grow, J.A. (eds.), The Atlantic Continental Margin, U.S., Vols. 1-2, pp.1-7, Geological Society of America, Geology of North America, Boulder, Colorado.

Grow, J.A., Klitgord, K.D., Schlee, J.S., 1988. Structure and evolution of Baltimore Canyon Trough, In: Sheridan, E. and Grow, J.A. (eds.), The Atlantic continental margin: U.S., v.1-2, pp.269–290, Geological Society of America, Boulder, Colorado.

Guerrak, S., 1987. Paleozoic oolitic ironstones of the Algerian Sahara: a review, *J.Afr. Earth Sci.*, 6 (1), pp.1-8.

Guerrak, S., 1989. Time and space distribution of Paleozoic ironstones in the Tindouf Basin, Algerian Sahara. In: Young, T.P. and Taylor, W.E.G. (eds), Phanerozoic ironstones, London, *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 46, pp.197-212.

Guibas, L. and Stolfi, J., 1985. Primitives for the Manipulation of General Subdivisions and the Computation of Voronoi Diagrams, *ACM Transac. on Graphics*, 4(2), pp.74-123.

Guillou-Frottier, L., Burov, E., Cloetingh, S., Deschamps, Y., Huet, B. and Bouchot, V., 2012. Plume-induced dynamic instabilities near cratonic blocks: Implications for P–T–t paths and metallogeny, *Glob. Planet. Change*, 90-91, pp.37-50, doi: 10.1016/j.gloplacha.2011.10.007.

Guiraud, R., Bellion, Y., Benkheilil, J., and Moreau, C., 1987. Post-Hercynian tectonics in Northern and Western Africa. In: Bowden, P. and Kinnaird, J.A. (eds.), African Geology Reviews, Geological Journal 22, 433-466.

Guiraud, R. and Maurin, J.C., 1992. Early Cretaceous Rifts of Western and Central Africa: an overview, In: Ziegler, P.A. (ed.), Geodynamics of Rifting, Vol. II, Case History studies on Rifts: North and South America, Africa-Arabia, *Tectonophys.*, 213(1-2), pp.153-168, doi: 10.1016/0040-1951(92)90256-6.

Bibliographie

Guiraud, R. and Bosworth, W., 1997. Senonian basin inversion and rejuvenation of rifting in Africa and Arabia: synthesis and implications to plate-scale tectonics, *Tectonophys.*, 282, pp.39-82.

Guiraud, R. and Bosworth, W., 1999. Phanerozoic geodynamic evolution of northeastern Africa and the northwestern Arabian platform, *Tectonophys.*, 315, pp.73-108.

Guiraud, R., Bosworth, W., Thierry, J. and Delplanque, A., 2005. Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa : An overview, *J. Afr. Earth Sci.*, 43, pp.83-143.

Gunnell, Y. and Burke, K., 2008. The African Erosion Surface: A Continental-Scale Synthesis of Geomorphology, Tectonics and Environmental Change over the Past 180 Million years, *Geol. Soc. Am. Memoir*, 201, 66p.

Gurnis, M., 1988. Large-scale mantle convection and the aggregation and dispersal of supercontinents, *Nature*, 332, pp.695-699.

Gurnis, M., 1992. Rapid continental subsidence following the initiation and evolution of subduction, *Science*, 255, 1556-1558, 1992.

Gutzmer, J., Beukes, N.J., Rhalmi, M. and Mukhopadhyay, J., 2006. Cretaceous Karstic Cave-Fill Manganese-Lead-Barium Deposits of Imini, Morocco, *Economic Geology*, 101, pp.385-405.

Haack, U., 1977. The closing temperature for fission track retention in minerals, *Am. J. Sci.*, 277, pp.459-464.

Haddoum, H., Guiraud, R. and Moussine-Pouchkine, A., 2001. Hercynian compressional deformations of the Ahnet-Mouydir Basin, Algerian Saharan Platform: far-field stress effects of the Late Palaeozoic orogeny, *Terra Nova*, 13, pp.220-226.

Haddoumi, H., Aiméras, Y., Bodergat, A.-M., Charrière, A., Mangold, C. and Benshili, K., 1998. Age and environments of the Red beds at Anoual (Middle Jurassic and Lower Cretaceous, Eastern High Atlas, Morocco), *C.R. Acad. Sci.*, IIA, 327(2), pp.127-133, doi: 10.1016/S1251-8050(98)80043-8.

Haddoumi, H., Charrière, A., Feist, M. and Andreu, B., 2002. New ages (Upper Hauterivian–Lower Barremian) of the continental ‘Red Beds’ of the Moroccan central High Atlas; consequences on the ages of the magmatism and of the Mesozoic tectonics of the Atlasic Belt, *C.R. Palevol*, 1(5), pp.259-266, doi: 10.1016/S1631-0683(02)00039-8.

Haddoumi, H., Charrière, A., Andreu, B., and Mojon, P.-O., 2008. Les dépôts continentaux du Jurassique moyen au Crétacé inférieur dans le Haut-Atlas oriental (Maroc): Paléoenvironnements successifs et signification paléogéographique, *Carnets de Géologie - Notebooks on Geology*, Brest.

Haddoumi, H., Charrière, A. and Mojon, P.-O., 2010. Stratigraphie et sédimentologie des « Couches rouges » continentales du Jurassique-Crétacé du Haut Atlas central (Maroc) : implications paléogéographiques et géodynamiques, *Geobios*, 43, pp.433-451.

Hafid, M., 2000. Triassic-early Liassic extensional systems and their Tertiary inversion, Essaouira Basin (Morocco), *Mar. Petrol. Geol.*, 17, pp.409-429.

- Hafid, M., Zizi, M., Bally, A.W. and Ait Salem, A., 2006. Structural styles of the western onshore and offshore termination of the High Atlas, Morocco, *C R Geosci.*, 338, pp.50-64.
- Hafid, M., Tari, G., Bouhadioui, D., El Moussaid, I., Echarfaoui, H., Aït Salem, A., Nahim, M. and Dakki, M., 2008. Atlantic Basins, In: Michard, A., Chalouan, A. and Saddiqi, O. (eds), *Continental Evolution: The Geology of Morocco. Structure, Stratigraphy, and Tectonics of the Africa-Atlantic-Mediterranean Triple Junction*, Springer Verlag, *Lect. Notes Earth Sci.*, 116, pp.303-329.
- Hanne, D., White, N., Butler, A. and Jones, S., 2004. Phanerozoic vertical motions of Hudson Bay, *Can. J. Earth Sci.*, 41, pp.1181-1200.
- Haq, B., Hardenbol, J. and Vail, M. 1987. The chronology of fluctuating sea level since the Triassic, *Science*, 235, pp.1156-1167.
- Harman, R., Gallagher, K., Brown, R.W., and Raza, A., 1998. Accelerated denudation and tectonic/geomorphic reactivation of the cratons of northeastern Brazil during the Late Cretaceous, *J. Geophys. Res.*, 103, B11, pp.27091-27105, doi: 10.1029/98JB02524.
- Helm, C., 2009. Quantification des flux sédimentaires anciens à l'échelle d'un continent: le cas de l'Afrique au Méso-Cénozoïque. Published Ph.D. thesis, Université Rennes-1, 364p.
- Hendriks, B.W.H. and Redfield, T.F., 2005. Apatite fission track and (U-Th)/He data from Fennoscandia: An example of underestimation of fission track annealing in apatite, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 236(1-2), pp.443-458, doi: 10.1016/j.epsl.2005.05.027.
- Herbig, H.G., 1988. Synsedimentary tectonics in the northern Middle Atlas (Morocco) during the Late Cretaceous and Tertiary, In: Jacobshagen V. (ed.), *The Atlas system of Morocco*, *Lect. Notes Earth Sci.*, 15, pp.321-337.
- Herbig, H.G. and Trappe, J., 1994. Stratigraphy of the Subatlas Group (Maastrichtian-Middle Eocene, Morocco), *Newsl. Stratigr.*, 30, pp.125-65.
- Herman, F., Braun, J., Senden, T.J. and Dunlap, W.J., 2007. (U-Th)/He chronometry: Mapping 3D geometry using micro-X-ray tomography and solving the associated production-diffusion equation, *Chem. Geol.*, 242, pp.126-136.
- Heyman, M.A., 1989. Tectonic and depositional history of the Moroccan Continental Margin. In: Tankard, A. and Balkwill, H., (eds). *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margin*, *AAPG Memoir*, 46, pp. 323–340.
- Hinz, K., Dostmann, H. and Fritsch, J., 1982. The Continental Margin of Morocco: Seismic Sequences, Structural Elements and Geological Development, In: von Rad, U. et al. (eds.), *Geology of the Northwest African Continental Margin*, pp.34-60, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.
- Holford, S.P., Green, P.F., Duddy, I.R., Turner, J.P., Hillis, R.R. and Stoker, M.S., 2009. Regional intraplate exhumation episodes related to plate-boundary deformation, *GSAB*, 121(11-12), pp.1611-1628, doi: 10.1130/B26481.1.
- Huismans, R. and Beaumont, C., 2011. Depth-dependent extension, two-stage breakup and cratonic underplating at rifted margins, *Nature*, 473, pp.74-79, doi:10.1038/nature09988.

Bibliographie

- Hurford, A.J. and Green, P.F., 1983. The Zeta age Calibration of fission-track dating, *Isotope Geosci.*, 1, pp.285-317, doi: 10.1016/S0009-2541(83)80026-6.
- Hurford, A.J., 1990. Standardization of fission track dating calibration: Recommendation by the Fission Track Working Group of the I.U.G.S. Subcommittee on Geochronology, *Chem. Geol.*, 80, pp.171-178, doi: 10.1016/0168-9622(90)90025-8.
- Hurford, A.J. and Hammerschmidt, K., 1985. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K/Ar dating of the bishop and fish canyon tuffs: Calibration ages for fission-track dating standards, *Chem. Geol.:Isot. Geosci. Sect.*, 58(1-2), pp.23-32, doi: 10.1016/0168-9622(85)90024-7.
- Issler, D., McQueen, H., and Beaumont, C., 1989. Thermal and isostatic consequences of simple shear extension of the continental lithosphere, *Eart Planet. Sci. Lett.*, 91, pp.341-358, 10.1007/978-3-540-77076-3_6.
- Jabour, H., Dakki, M., Nahim, M., Charrat, F., El Alji, M., Hssain, M., Oumalch, F. and El Abibi, R., 2004. The Jurassic depositional system of Morocco, geology and play concepts, *MAPG Mem.*, 1, pp.5-39.
- Jacobshagen, V., Brede, R., Hauptmann, M., Heinitz, W. and Zylka, R., 1988. Structure and post-Paleozoic evolution of the Central High Atlas, In: Jacobshagen, V.H. and Friedman, G.M. (eds.), *The Atlas system of Morocco, Lect. Notes Earth Sci.*, 15, pp.245–271, Springer-Verlag, Berlin New York.
- Jansa, L.F. and Wiedmann, J., 1982. Mesozoic-Cenozoic Development of the Eastern North American and Northwest African continental margins: a comparison, In: von Rad, U. et al. (1982), *Geology of the Northwest African Continental Margin*, pp.215-269, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.
- Japsen, P., Chalmers, J.A., Green, P.F. and Bonow, J.M., 2012. Elevated, passive continental margins: Not rift shoulders, but expressions of episodic, post-rift burial and exhumation, *Global Planet. Change*, 90-91, pp.73-86, doi: 10.1016/j.gloplacha.2011.05.004.
- Japsen, P., Green, P.F., and Chalmers, J.A., 2014. The mountains of North-East Greenland are not remnants of the Caledonian topography, *Tectonophysics*, 589, pp.234-238, doi: 10.1016/j.tecto.2012.07.026.
- Jenny, J., Le Marrec, A. and Monbaron, M., 1981. Les Couches Rouges du Jurassique moyen du Haut Atlas central (Maroc): corrélations lithostratigraphiques, éléments de datation et cadre tectono-sédimentaire, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, (7) 23, pp.627-639.
- Jochum, K.P., Weis, U., Stoll, B., Kuzmin, D., Yang, Q., Raczek, I., Jacob, D.E., Stracke, A., Birbaum, K., Frick, D.A., Günther, D. and Enzweiler, J., 2011. Determination of Reference Values for NIST SRM 610—617 Glasses Following ISO Guidelines, *Geostand. Geoanal. Res.*, 35(4), pp.397-429.
- Johnson, C., and Gallagher, K. 2000. A preliminary Mesozoic and Cenozoic denudation history of the North East Greenland onshore margin, *Global Planet. Change*, 24, pp.261-274, doi:10.1016/S0921-8181(00)00012-6.
- Kaislaniemi, L. and van Hounen, J., 2014. Dynamics of lithospheric thinning and mantle melting by edge-driven convection: Application to Moroccan Atlas mountains, *Geochem., Geophys., Geosys.*, doi: 10.1002/2014GC005414.

Bibliographie

- Kaminsky, E. and Jaupart, C., 2000. Lithosphere structure beneath the Phanerozoic intracratonic basins of North America, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 178, pp.139-149.
- Ketcham, R.A., Donelick, R.A. and Carlson, W.D., 1999. Variability of apatite fission-track annealing kinetics III: Extrapolation to geological time scales, *Am. Mineral.*, 84, pp.1235-1255.
- Ketcham, R.A., Donelick, R.A., Donelick, M.B., 2000. AFTSolve: A program for multi-kinetic modeling of apatite fission-track data, *Geol. Mat. Res.* 2:(electronic)
- Ketcham, R.A., 2005. Forward and Inverse modeling of Low-temperature Thermochronometry data, *Rev. Mineral. Geochem.*, 58(1), pp.275-314, doi: 10.2138/rmg.2005.58.11.
- Ketcham, R.A., Carter, A., Donelick, R.A., Barbarand, J. and Hurford, A.J., 2007. Improved modeling of fission-track annealing in apatite, *Am. Mineral.*, 92, pp.799–810, doi: 10.2138/am.2007.2281.
- Ketcham, R.A., Gautheron, C. and Tassan-Got, L., 2011. Accounting for long alpha-particle stopping distances in (U–Th–Sm)/He geochronology: Refinement of the baseline case, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 75(24), pp.7779-7791, doi: 10.1016/j.gca.2011.10.011.
- Kettouche, D., 2008. Impact de la structuration hercynienne sur le système pétrolier du bassin de Tindouf, unpub. M.Sc., Université des sciences et de la technologie Houari Boumediene.
- Key, R.M., Loughlin, S.C., Gillespie, M., Del Rio, M., Horstwood, M.S.A., Crowley, Q.G., Darbyshire, D.P.F., Pitfield, P.E.J. and Henney, P.J., 2008. Two Mesoarchaeon terranes in the Reguibat shield of NW Mauritania, In: Ennih, N. and Liégeois, J.-P. (eds.), *The Boundaries of the West African Craton*, *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 297, pp.33-52, Geological Society, London.
- Killian, C., 1931. Des principaux complexes continentaux du Sahara. *C.R. Somm. S.G.F Paris*, 186, pp.109-111.
- King, S.C., 2005. Archean cratons and mantle dynamics, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 234, pp.1-14, doi:10.1016/j.epsl.2005.03.007.
- Klingelhoefer, F., Labails, C., Cosquer, E., Rouzo, S., Géli, L., Aslanian, D., Olivet, J.L., Sahabi, M., Nouzé, H. and Unternehr, P., 2009. Deep crustal structure of the SWMorrocan margin from wide-angle and reflection seismic data (The DAKHLA experiment), *Tectonophys.*, 468, pp.63–82, doi:10.1016/j.tecto.2008.07.022.
- Klitgord, K.D. and Schouten, H., 1986. Plate kinematics of the central Atlantic, In: Vogt, P.R., and B.E. Tucholke (eds.), *The Western North Atlantic Region*, M., The Geological Society of America, pp.351–378, Boulder, Colorado, USA.
- Kneller, E.A., Johnson, C.A., Karner, G.D., Einhorn, J and Queffelec, T.A., 2012. Inverse methods for modeling non-rigid plate kinematics: Application to Mesozoic plate reconstructions of the Central Atlantic, *Comput. Geosci.*, 49, pp.217-230.
- Kogbe, C.A., 1981. Cretaceous and Tertiary of the Iullemmeden Basin in Nigeria (West Africa), *Cretaceous Res.*, 2, pp.129-186.

Bibliographie

Kraml, M., Pik, R., Rahn, M., Selbekk, R., Carignan, J. and Keller, J., 2006. A New Multi-Mineral Age Reference Material for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, (U-Th)/He and Fission Track Dating Methods: The Limberg t3 Tuff, *Geostand. Geoanalyt. Res.*, 30, pp.73–86, doi: 10.1111/j.1751-908X.2006.tb00914.x.

Kunk, M. J., Sutter, J. F. and Naeser, C. W., 1985. High-precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Ages of Sanidine, Biotite, Hornblende, and Plagioclase from the Fish Canyon Tuff, San Juan Volcanic Field, South-central Colorado. Geological Society of America, Abstracts with Programs, 17, p. 636.

Labails, C., Olivet, J.L. and The Dakhla study group, 2009. Crustal structure of the SW Moroccan margin from wide-angle and reflection seismic data (the Dakhla experiment). Part B — The tectonic heritage, *Tectonophys.*, 468, pp.83-97, doi:10.1016/j.tecto.2008.08.028.

Labails, C., Olivet, J.L., Aslanian, D. and Roest, W.R., 2010. An alternative early opening scenario for the Central Atlantic Ocean, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 297, pp.355-368, doi:10.1016/j.epsl.2010.06.024.

Laffite, R., 1939. Etudes géologique de l'Aurès, *Publi. Serv. Carte Geol. Alger. Nouv. Ser.*, 46, 2 vol.

Lahondère, D., Thiéblemont, D., Goujou, J.-C., Roger, J., Moussine-Pouchkine, A., Le Métour, J., Cocherie, A. and Guerrot, C., 2003. Notice explicative des cartes géologiques et gîtologiques à 1:200 000 et 1:500 000 du Nord de la Mauritanie, vol. 1, Direction des Mines et de la Géologie, Ministère des Mines et de l'Industrie, Nouakchott, Mauritanie, 434 p.

Lambeck, K., 1983. The role of compressive forces in intracratonic basin formation and mid-plate orogenies, *Geophys. Res. Lett.*, 10(9), pp.845-848, doi: 10.1029/GL010i009p00845.

Landing, E., Geyer, G. and Heldmaier, W., 2006. Distinguishing eustatic and epeirogenic controls on Lower–Middle Cambrian boundary successions in West Gondwana (Morocco and Iberia), *Sedimentology*, 53(4), pp.899-918, doi: 10.1111/j.1365-3091.2006.00780.x.

Laslett, G.M., Green, P.F., Duddy, I.R. and Gleadow, A.J.W., 1987. Thermal annealing of fission tracks in apatite 2. A Quantitative Analysis, *Chem. Geol.: Isot. Geosci. Sect.*, 65, pp.1-13.

Laville, E., 1975.

Laville, E., Lesage, J.L. and Seguret, M., 1977. Geometrie, cinématique (dynamique) de la tectonique atlasique sur le versant sud du Haut Atlas marocain; aperçu sur les tectoniques hercyniennes et tardi-hercyniennes, *Bull.Soc.Geol. Fr.*, 7 (XIX), pp.527-539.

Laville, E. and Piqué, A., 1992. Jurassic penetrative deformation and Cenozoic uplift in the Central High Atlas (Morocco): A tectonic model. structural and orogenic inversions, *Int. J. Earth Sci.*, 81(1), pp.157-170.

Laville, E., Piqué, A., Amrhar, M. and Charroud, M., 2004. A restatement of the Mesozoic Atlasic rifting (Morocco), *J. Afr. Earth Sci.*, 38, pp.145-153.

Lawson, C. L., 1977. Software for C1 surface interpolation, In: Rice, J. (ed.), *Mathematical Software III*, pp.161-193, Academic Press, New York.

Lee, D. T. and Schachter, B.J., 1980. Two Algorithms for Constructing a Delaunay Triangulation, *Int. J. Comput. Inf. Sci.*, 9(3), pp.219-242.

Bibliographie

- Lefranc, J.-P., 1983. Correlation vers le Nord et description stratigraphique détaillée du Continental intercalaire (Mesozoïque continental) de la sebkha de Tlmloun, Gourara, Sahara algérien, *C.R. Acad. Sci. Paris*, 296, 2, pp.193-196.
- Lefranc, J.-P. and Guiraud, R., 1990. The Continental intercalaire of Northwestern Sahara and its equivalents in the neighbouring regions. In: Kogbe, C.A., Lang, J. (Eds.), African continental Phanerozoic sediments, *J. Afr. Earth Sci.*, 10, pp.27-77.
- Légrand-Blain, M., 1985. Taoudeni basin, In: Wagner, R.H., WinklerPrins, C.F. and Granados, L.F. (Eds.), The Carboniferous in the world, Vol.2, pp.319-322.
- Légrand-Blain, M. and Perret-Mirouse, M.F., 2000. Brachiopodes et Conodontes carbonifères du bassin de Taoudeni (Mali, Afrique de l'Ouest) : biostratigraphie et paléogéographie, *Trav. Inst. Scient. Rabat*, série géologie et géographie physique, 20, pp.92-107.
- Leprêtre, R., Barbarand, J., Missenard, Y., Leparmentier, F. and Frizon de Lamotte, D., 2013. Vertical movements along the northern border of the West African Craton: the Reguibat Shield and adjacent basins, *Geol. Mag.*, doi:10.1017/S0016756813000939.
- Leroy, M., Gueydan, F. and Dauteuil, O., 2008. Uplift and strength evolution of passive margins inferred from 2-D conductive modeling, *Geophys. J. Int.*, 172, pp.464-476, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03566.x.
- Le Roy, P., 1997. Les Bassins Ouest-Marocains ; Leur formation et leur evolution dans de cadre de l'ouverture et du developpement de l'Atlantique Central (Marge Africaine), PhD thesis, Université de Brest, France.
- Le Roy, P., Piqué, A., Le Gall, B., Ait Brahim, L., Morabet, A. and Demnati, A., 1997. Les bassins côtiers triasico-liasiques du Maroc occidental et la diachronie du rifting intra-continental de l'Atlantique central, *Bull. Soc. géol. Fr.*, 168, pp.637-427.
- Le Roy, P., Guillocheau, F., Piqué, A. and Morabet, A.M., 1998. Subsidence of the Atlantic Moroccan margin during the Mesozoic, *Can. J. Earth Sci.*, 35(4), pp.476-493, doi: 10.1139/e97-111.
- Lhachmi, A., Lorand, J.P. and Fabriès, J., 2001. Pétrologie de l'intrusion alcaline mésozoïque de la région d'Anemzi, Haut Atlas central, Maroc, *J. Afr. Earth Sci.*, 22, pp.741-764.
- Liégeois, J. P., Claessens, W., Camara, D. and Klerkx, J. 1991. Short-lived Eburnian orogeny in southern Mali. Geology, tectonics, U–Pb and Rb– Sr geochronology, *Precamb. Res.*, 50, pp.111-136.
- Lithgow-Bertelloni, C. and Silver, P.G., 1998. Dynamic topography, plate driving forces and the African superswell, *Nature*, 395, pp.269-272.
- Logan, P. and Duddy, I.R., 1998. An investigation of the thermal history of the Ahnet and Reggane Basins, Central Algeria, and the consequences for hydrocarbon generation and accumulation, In: MacGregor, D.S. et al. (eds.), Petroleum Geology of North Africa, *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 132, pp.131-155, Geological Society, London.
- Lorencak, M., Kohn, B.P., Osadetz, K.G. and Gleadow, A.J.W., 2004. Combined apatite fission track and (U–Th)/He thermochronometry in a slowly cooled terrane: results from a 3440-m-deep drill hole

Bibliographie

in the southern Canadian Shield, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 227, pp.87-104, doi:10.1016/j.epsl.2004.08.015.

Luger, P., 2003. Paleobiogeography of late Early Cretaceous to Early Paleocene marine Ostracoda in Arabia and North to Equatorial Africa, *Pal. Pal. Pal.*, 196, pp.319-342.

Lundin, E.R. and Doré, A.G., 2002. Mid-Cenozoic post-breakup deformation in the “passive” margins bordering the Norwegian-Greenland Sea, *Mar. Petrol. Geol.*, 19, pp.79-93.

Mahdjoub, Y., Drareni, A. and Gani, R., 1994. Accrétion crustale et tectonique verticale à l'Eburnéen dans les Massifs des Eglab et du Yetti (Dorsale Reguibat, Algérie), *Bull. Serv. Géol. Algérie*, 5, pp.97-107.

Maillard, A., Malod, J., Thiébot, E., Klingelhoefer, F., and Réhault, J.-P., 2006. Imaging a lithospheric detachment at the continent-ocean crustal transition off Morocco, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 241, pp.686-698, doi:10.1016/j.epsl.2005.11.013.

Malusà, M.G., Polino, R., Cerrina Feroni, A., Elleo, A., Ottria, G., Baidder, L. and Musumeci, G., 2007. Post-Variscan tectonics in Eastern Anti-Atlas (Morocco), *Terra Nova*, 19, pp.481–489.

Marchand, J., Trompette, R. and Sougy, J., 1972. Etude photogéologique de la région El Mreïti Méjahouda-Agaraktem (Mauritanie), *Trav. Lab. Sci. Terre*, St-Jérôme, Marseille, (X), 21.

Martinis, B. and Visintin, V., 1966. Données géologiques sur le bassin sédimentaire côtier de Tarfaya, In: Reyre, D. (ed.), *Sedimentary basins of the African coasts*, part1: Atlantic coast, pp. 13-26, Association des services géologiques africains, Paris, France.

Marzoli, A., Renne, P.R., Piccirillo, E.M., Ernesto, M., Bellieni, G. and De Min, A., 1999. Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province, *Science*, 284, pp.616-618, doi: 10.1126/science.284.5414.616.

Mattauer, M., Tapponier, P. and Proust, F., 1977. Sur les mécanismes de formation des chaînes intracontinentales. L'exemple des chaînes atlasiques du Maroc., *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7(19), pp.521-526.

McDowell, F.W., McIntosh, W.C., and Farley, K.A., 2005. A precise ^{40}Ar – ^{39}Ar reference age for the Durango apatite (U–Th)/He and fission-track dating standard, *Chem. Geol.*, 214(3-4), pp.249-263, doi: 10.1016/j.chemgeo.2004.10.002.

McKenzie, D., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 40, pp.25-32.

Medina, F., 1991. Superimposed extensional tectonics in the Argana Triassic formations (Morocco), related to the early rifting of the Central Atlantic, *Geol. Mag.*, 128, pp.525-536.

Mehdi, M., Neuweiler, F. and Wilmsen, M., 2003. Les formations du Lias inférieur du Haut Atlas central de Rich (Maroc): précisions lithostratigraphiques et étapes de l'évolution du bassin, *Bull. Soc. géol. Fr.*, 174, pp.227-242.

- Mekireche, K., Sabaou, N. and Zazoun, R.-S., 1998. Critical factors in the exploration of an Atlas intramontane basin: The western Hodna Basin of northern Algeria, In: Macgregor, D.S., Moody, R.T.J. and Clark-Lowes, D.D. (eds.), *Petroleum Geology of North Africa, Geol. Soc. Spec. Pub.*, 133, pp.423-432, Geological Society, London.
- Mercier, E., Outtani, F. and Frizon de Lamotte, D., 1997. Late-stage evolution of fault-propagation folds: principles and example, *J. Struct. Geol.*, 19(2), pp.185-193.
- Miall, A.D., Balkwill, H.R. and McCracken, J., 2008. The Atlantic Margin Basins of North America, In: Miall, A.D. (ed.), *The Sedimentary Basins of the United States and Canada, Sedimentary Basins of the World*, vol.5, pp.473-504, Elsevier, Amsterdam, Boston, Heidelberg, doi: 10.1016/S1874-5997(08)00014-2.
- Michard, A., 1976. *Eléments de géologie marocaine, Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, 252, 408p.
- Michard, A., Hoepffner, C., Soulaïmani, A. and Baidder, L., 2008. The Variscan belt, In: Michard, A., Chalouan, A. and Saddiqi, O. (eds), *Continental Evolution: The Geology of Morocco. Structure, Stratigraphy, and Tectonics of the Africa-Atlantic-Mediterranean Triple Junction*, Springer Verlag, *Lect. Notes Earth Sci.*, 116, pp.65-132.
- Michard, A., Soulaïmani, A., Hoepffner, C., Ouanaïmi, H., Baidder, L., Rjimati, E.C. and Saddiqi, O., 2010. The South-Western Branch of the Variscan Belt: Evidence from Morocco, *Tectonophys.*, 492, pp.1-24.
- Miller, D.S. and Duddy, I.R., 1989. Early Cretaceous uplift and erosion of the northern Appalachian Basin, New York, based on apatite fission track analysis, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 93, pp.35-49.
- Miller, K.G., Kominz, M.A., Browning, J.V., Wright, J.D., Mountain, G.S., Katz, M.E., Sugarman, P.J., Cramer, B.S., Christie-Blick, N. and Pekar, S.F., 2005. The Phanerozoic record of global sea-level change, *Science*, 310, pp.1293-1298.
- Missenard, Y., 2006. *Le relief des Atlas marocains : contribution des processus asthénosphériques et du raccourcissement crustal, aspects chronologiques*, PhD thesis, Université de Cergy-Pontoise, France.
- Missenard, Y., Zeyen, H., Frizon de Lamotte, D., Leturmy, P., Petit, C., Sébrier, M. and Saddiqi, O., 2006. Crustal versus asthenospheric origin of relief of the Atlas Mountains of Morocco, *J. Geophys. Res.*, 111, B03401, doi:10.1029/2005JB003708.
- Missenard, Y., Taki, Z., Frizon de Lamotte, D., Benammi, M., Hafid, M., Leturmy, P. and Sébrier, M., 2007. Tectonic styles in the Marrakesh High Atlas (Morocco): the role of heritage and mechanical stratigraphy, *J. Afr. Earth Sci.*, 48, pp.247-266.
- Missenard, Y., Saddiqi, O., Barbarand, J., Ruiz, G.M.H., El Haim, F., Leturmy, P. and Frizon de Lamotte, D., 2008. Cenozoic thermally induced denudation in the Marrakech High atlas, Morocco: insight from fission tracks, *Terra Nova*, 20, pp.221-228.
- Missenard, Y. and Cadoux, A., 2012. Can Moroccan Atlas lithospheric thinning and volcanism be induced by Edge-Driven Convection? *Terra Nova*, 24, pp.27-33.

Bibliographie

- Mitchum, Jr R.M. and Vail, P.R., 1977. Seismic stratigraphic interpretation procedure, In: P.R. Vail et al. (eds.), *Seismic stratigraphy and global changes of sea level*, *AAPG Memoir*, 26, pp.135-144.
- Mitrovica, J.X., Beaumont, C. and Jarvis, G.T., 1989. Tilting of continental interiors by the dynamical effects of subduction, *Tectonics*, 8 (5), pp.1079-1094.
- Monbaron M., Russell, D.A. and Taquet, Ph., 1999. *Atlasaurus imelakei* n.g., n.sp., a brachisaurid-like sauropod from the Middle Jurassic of Morocco, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 329, pp.519-526.
- Monod, T., 1952. L'Adrar mauritanien, Publ. Dir. Mines A.O.F. Dakar, 452p.
- Montero, P., Haissen, F., El Archi, A., Rjimati, E.C. and Bea, F., 2014. Timing of Archean crust formation and cratonization in the Awsard-Tichla zone of the NW Reguibat Rise, West African Craton: A SHRIMP, Nd–Sr isotopes, and geochemical reconnaissance study, *Precamb. Res.*, 242, pp.112-137, doi: 10.1016/j.precamres.2013.12.013.
- Morel, J.-L., Zouine, E.M. and Poisson, A., 1993. Relations entre la subsidence des bassins moulouyens et la création des reliefs atlasiques (Maroc): Un exemple d'inversion tectonique depuis le Néogène, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 93, pp.79-91.
- Moret, L., 1931. Recherches géologiques dans l'Atlas de Marrakech, *Notes Mém. Serv. Mines Carte Géol. Maroc*, vol. 18, Grenoble, France.
- Moulin, M., Aslanian, D. and Unternehr, P., 2010. A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean, *Earth-Sci. Rev.*, 98(1-2), pp.1-37, doi: 10.1016/j.earscirev.2009.08.001.
- Mustaphi, H., Medina, F., Jabour, H. and Hoepffner, C., 1997. Le bassin du Souss (Zone de faille du Tizi n'Test, Haut Atlas occidental, Maroc): résultat d'une inversion tectonique contrôlée par une faille de détachement profonde, *J. Afr. Earth Sci.*, 24, pp.153–168.
- Naeser, C.W. and Fleischer, R.L., 1975. Age of the apatite at Cerro de Mercado, Mexico: A problem for fission-track annealing corrections, *Geophys. Res. Lett.*, 2, pp.67-70.
- Nomade, S., Knight, K.B., Beutel, E., Renne, P.R., Verati, C., Féraud, G., Marzoli, A., Youbi, N. and Bertrand, H., 2007. Chronology of the Central Atlantic Magmatic Province: Implications for the Central Atlantic rifting processes and the Triassic–Jurassic biotic crisis, *Paleogeogr. Paleoclim. Paleoecol.*, 244, pp.326-344.
- O'Connor, E.A., Pitfield, P.E.J., Schofield, D.I., Coats, S., Waters, C., Powell, J., Ford, J., Clarke, S. and Gillespie, M., 2005. Notice explicative des cartes géologiques et gîtologiques à 1/200,000 et 1/500,000 du Sud de la Mauritanie, v. 1 – Géologie. DMG, Ministère des Mines et l'Industrie, Nouakchott.
- Olson, P., Schubert, G., Anderson, C., and Goldman, P., 1988. Plume formation and lithosphere erosion: A comparison of laboratory and numerical experiments, *J. Geophys. Res.*, 93, B12, pp.15065-15084, doi: 10.1029/JB093iB12p15065.
- Ouchani, S., Dran, J.-C. and Chaumont, J., 1998. Exfoliation and diffusion following helium ion implantation in fluorapatite: implications for radiochronology and radioactive waste disposal, *App. Geochem.*, 13(6), pp.707-714.

- Ounaimi, H. and Petit, J.-P., 1992. La limite sud de la chaîne hercynienne dans le Haut Atlas marocain : reconstitution d'un saillant non déformé, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 163(1), pp.63-72.
- Oukassou, M., Saddiqi, O., Barbarand, J., Sebti, S., Baidder, L. and Michard, A., 2013. Post-Variscan exhumation of the Central Anti-Atlas (Morocco) constrained by zircon and apatite fission-track thermochronology, *Terra Nova*, doi: 10.1111/ter.12019.
- Pastor, A., Teixell, A. and M.L. Arboleya, M.L., 2012. Rates of Quaternary deformation in the Ouarzazate Basin (Southern Atlas Front, Morocco), *Annals. Geoph.*, 55(5), pp.1003-1016.
- Pasyanos, M.E. and Nyblade, A.A., 2007. A top to bottom lithospheric study of Africa and Arabia, *Tectonophysics*, 444, pp.27-44, doi:10.1016/j.tecto.2007.07.008.
- Pazzaglia, F. and Gardner, T., 1994. Late Cenozoic flexural deformation of the middle US Atlantic passive margin, *J. Geophys. Res.*, 99 (12), pp.143–12,157, doi: 10.1029/93JB03130.
- Persano, C., Stuart, F., Bishop, P. and Barford, D., 2002. Apatite (U-Th)/He age constraints on the development of the Great Escarpment on the southeastern Australian passive margin, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 200, pp.79–90, doi: 10.1016/S0012-821X(02)00614-3.
- Peucat, J.-J., Capdevila, R., Drareni, A., Mahdjoub, Y. and Kahoui, M., 2005. The Eglab massif in the West African Craton (Algeria), an original segment of the Eburnean orogenic belt: petrology, geochemistry and geochronology, *Precamb. Res.*, 136, pp.309-352.
- Poag, C.W. and Sevon, W.D., 1989. A Record of Appalachian Denudation in Postrift Mesozoic and Cenozoic Sedimentary Deposits of the U.S. Middle Atlantic Continental Margin, *Geomorph.*, 2, pp.119-157.
- Philip, J., Babinot, J.F., Tronchetti, G., Fourcade, E., Azéma, J., Guiraud, R., Bellion, Y., Ricou, L.E., Vrielynck, B., Boulain, J., Cornée, J.J., Herbin, J.P., 1993a. Late Cenomanian (94–92 Ma). In: Dercourt, J., Ricou, L.E., Vrielynck, B. (Eds.), *Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps*, Maps, BEICIP-FRANLAB, Rueil-Malmaison.
- Philip, J., Babinot, J.F., Tronchetti, G., Fourcade, E., Guiraud, R., Bellion, Y., Herbin, J.P., Combes, P.J., Cornée, J.J., Dercourt, J., Ricou, L.E., 1993b. Late Cenomanian (94–92 Ma). In: Dercourt, J., Ricou, L.E., Vrielynck, B. (Eds.), *Tethys Palaeoenvironmental Maps*, Explanatory Notes. Gauthier-Villars, Paris, pp. 153–178.
- Philip, J., 2003. Peri-Tethyan neritic carbonate areas: distribution through time and driving factors, *Pal. Pal. Pal.*, 196, pp.19-37.
- Piqué, A., Tricart, P., Guiraud, R., Laville, E., Bouaziz, S., Amrhar, M. and Aït Ouali, R., 2002. The Mesozoic-Cenozoic Atlas belt (North Africa): An overview, *Geodin. Acta*, 15, pp.185-208.
- Potrel, A., Peucat, J.-J., Fanning, C.M., Auvray, B., Burg, J.P. and Caruba, C., 1996. 3.5 Ga old terranes in the West African Craton, Mauritania, *J. Geol. Soc., London*, 153, pp.507-510.
- Potrel, A., Peucat, J.-J. and Fanning, C.M., 1998. Archean crustal evolution of the West African Craton: example of the Amsaga Area (Reguibat Rise). U-Pb and Sm-Nd evidence for crustal growth and recycling, *Precamb. Res.*, 90, pp.107-117.

Bibliographie

Pouit, G., 1964. Les gîtes de manganèse marocains encaissés dans les formations carbonatées: éléments pour une synthèse, *Chron. Mines Rech. Min.*, 337, pp.371-380.

Price, P.B. and Walker, R.M., 1962. Chemical Etching of Charged-Particle Tracks in Solids, *J. Appl. Phys.*, 33(12), 3407.

Priestley, K., McKenzie, D., Debayle, E. and Pilidou, S., 2008. The African upper mantle and its relationship to tectonics and surface geology, *Geophys. J. Int.*, 175, pp.1108-1126, doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03951.x.

Proust, F., Petit, J.-P. and Tapponnier, P., 1977. L'accident du Tizi n'Test et le rôle des décrochements dans la tectonique du Haut Atlas occidental (Maroc), *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7(XIX), pp.541-551.

Pysklywec, R.N. and Mitrovica, J.X., 1998. Mantle flow mechanisms for the large-scale subsidence of continental interiors, *Geology*, 26(8), pp.687-690.

Pysklywec, R.N. and Mitrovica, J.X., 1999. The Role of Subduction-Induced Subsidence in the Evolution of the Karoo Basin, *J. Geol.*, 107(2), pp.155-164.

Qarbous, A., Medina, F., Hoepffner, C., M'fedal Ahmamou, M., Errami, A. and Bensahal, A., 2003. La chronologie du fonctionnement de la zone de failles de Tizi n'Test : apport de l'étude des bassins stéphanéo-autuniens et permio-triasiques du Haut Atlas occidental (Maroc), *Bull. Institut Sci., Rabat*, 25, pp.43-53.

Qarbous, A., Medina, F. and Hoepffner, C., 2008. Tectonique cassante et état de contrainte dans le bassin de Tizi n'Test (Haut Atlas, Maroc) au cours de l'inversion tertiaire, *Estud. Geol.*, 64(1), pp.17-30.

Ranke, U., Von Rad, U., Wissmann, G., 1982. Stratigraphy, Facies and Tectonic Development of the On-and Offshore Aaiun-Tarfaya Basin. In : Von Rad et al. (eds.), *Geology of the Northwest African Continental Margin*, Verlag, pp.86-105.

Ratschiller, L.K., 1968. Lithostratigraphy of the Northern Sahara, Museo tridentino di scienze naturali, Trento, Italy.

Reed, J.S., Spotila, J.A., Eriksson, K.A. and Bodnar, R.J., 2005. Burial and exhumation history of Pennsylvanian strata, central Appalachian basin: an integrated study, *Bas. Res.*, 17, pp.259-268, doi: 10.1111/j.1365-2117.2005.00265.x.

Reiners, P.W., Ehlers, T.A. and Zeitler, P.K., 2005. Past, present and future of Thermochronology, *Rev. Min. Geochem.*, 58, pp.1-18.

Rhalmi, M., 1992. Les systèmes sédimentaires cénomano-turonien et sénoniens de la région manganésifère d'imini (Haut-Atlas Central, Maroc) et leur évolution diagénétique, Unpub. PhD thesis, Université de Dijon, France, 168p.

Rhalmi, M., 2000. Le Cénomano-turonien au Sud du Haut-Atlas Central marocain (Bassins de Ouarzazate et Errachidia-Boudnib-Erfoud): Sédimentation, Stratigraphie et Diagenèse, Unpublished thesis, Marrakech, University Cadi-Ayyad, Morocco, 220 p.

- Rimi, A., 1999. Mantle heat flow and geotherms for the main geologic domains in Morocco, *Int. J. Earth Sci.*, 88, pp.458-466.
- Roberts, G.G. and White, N., 2010. Estimating uplift rate histories from river profiles using African examples, *J. Geoph. Res.*, 115 (B02406), doi:10.1029/2009JB006692.
- Rocci, G., Bronner, G. and Deschamps, M., 1991. Crystalline basement of the West African craton, In: Dallmeyer, R.D. and L  corch  , J.-P., The West African orogens and Circum-Atlantic Correlatives, pp.31-61, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.
- Roden-Tice, M.K., Tice, S.J. and Schofield, I.S., 2000. Evidence for Differential Unroofing in the Adirondack Mountains, New York State, determined by apatite fission-track thermochronology, *J. Geol.*, 108, pp.155-169.
- Roden-Tice, M.K. and Wintsch, R.P., 2002. Early Cretaceous Normal Faulting in Southern New England: Evidence from Apatite and Zircon Fission-Track Ages, *J. Geol.*, 110(2), pp.159-178.
- Roden-Tice, M.K. and Tice, S.J., 2005. Regional-Scale Mid-Jurassic to Late Cretaceous Unroofing from the Adirondack Mountains through Central New England Based on Apatite Fission-Track and (U-Th)/He Thermochronology, *J. Geol.*, 113(5), pp.535-552.
- Roden-Tice, M.K., West Jr, D.P., Potter, J.K., Raymond, S.M. and Winch, J.L., 2009. Presence of a Long-Term Lithospheric Thermal Anomaly: Evidence from Apatite Fission-Track Analysis in Northern New England, *J. Geol.*, 117, pp.627-641, doi: 10.1086/605995.
- Roden-Tice, M.K., Dykstra Eusden, J. and Wintsch, R.P., 2012. Apatite fission-track evidence for the Cretaceous development of kilometer-scale relief and steady-state Tertiary topography in New England, *Geomorph.*, 141-142, pp.114-120.
- Rougier, S., 2012. Interactions Lithosphère-Ast  nosph  re et mouvements verticaux : Le cas du massif du Hoggar, PhD thesis, Université Paris-Sud, France.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S. and Duboz, C., 2002. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny, *Tectonophys.*, 359, pp.117-129.
- Ruiz, G.M.H., Helg, U., Negro, F., Adatte, F. and Burkhard, M., 2008. Illite crystallinity patterns in the Anti-Atlas of Morocco, *Swiss. J. Geosci.*, 101(2), pp.387-395.
- Ruiz, G. M. H., Sebti, S., Negro, F., Saddiqi, O., Frizon de Lamotte, D., Stockli, D., Foeken, J., Stuart, F., Barbarand, J. and Schaer, J.P., 2011. From central Atlantic continental rift to Neogene uplift – western Anti-Atlas (Morocco), *Terra Nova*, 23, pp.35–41, doi: 10.1111/j.1365-3121.2010.00980.x.
- Saber, H. and El Wartiti, M., 1996. Histoire sédimentaire et tectonique tardi-hercynienne des bassins de l'Oued Zat et Ida Ou Zal (Haut Atlas occidental, Maroc): bassins en transtension sur décrochements, *J. Afr. Earth Sci.*, 22(3), pp.301-309, doi: 10.1016/0899-5362(96)00013-9.
- Sachse, V., Littke, R., Heim, S., Kluth, O., Schober, J., Boutib, L., Jabour, H., Perssen, F. and Sindern, S., 2011. Petroleum source rocks of the Tarfaya Basin and adjacent areas, Morocco, *Organic Geochem.*, 42, pp.209-227, doi:10.1016/j.orggeochem.2010.12.004.

Bibliographie

- Sachse, V., Littke, R., Jabour, H., Schümann, T. and Kluth, O., 2012. Late Cretaceous (Late Turonian, Coniacian and Santonian) petroleum source rocks as part of an OAE, Tarfaya Basin, Morocco, *Mar. Petrol. Geol.*, 29(1), pp.35-49, doi: 10.1016/j.marpetgeo.2011.08.014.
- Saddiqi, O., El Haimer, F.-Z., Michard, A., Barbarand, J., Ruiz, G.M.H., Mansour, E.M., Leturmy, P. and Frizon de Lamotte, D., 2009. Apatite fission-track analyses on basement granites from south-western Meseta, Morocco: Paleogeographic implications and interpretation of AFT age discrepancies, *Tectonophys.*, 475, pp.29-37.
- Saddiqi, O., Baidder, L. and Michard, A., 2011. Haut Atlas et Anti-Atlas, Circuit oriental, In : Michard, A. et al. (eds.), Nouveaux guides géologiques et miniers du Maroc, *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc*, 557, edited by, Rabat, Maroc.
- SAFREP, 1963. unpub. report.
- Sahabi, M., Olivet, J.-L. and Aslanian, D., 2004. Un nouveau point de départ pour l'histoire de l'Atlantique central, *C.R. Geosci.*, 336, pp.1041-1052.
- Sahagian, D., 1988. Epeirogenic motions of Africa as inferred from Cretaceous shoreline deposits, *Tectonics*, 7 (1), pp.125-138.
- Saint-Bezar, B., Frizon de Lamotte, D., Morel, J.-L. and Mercier, E., 1998. Kinematics of large scale tip line folds from the High Atlas thrust belt, Morocco, *J. Struct. Geol.*, 20, pp.999–1011.
- Schettino, A. and Turco, E., 2009. Breakup of Pangaea and plate kinematics of the central Atlantic and Atlas regions, *Geophys. J. Int.*, 178, pp.1078-1097, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04186.x.
- Schlee, J., Behrendt, J.C., Grow, J.A., Robb, J.M., Mattick, R.E., Taylor, P.T. and Lawson, B.J., 1976. Regional Geologic Framework Off Northeastern United States, *AAPG Bull.*, 60(6), pp.926-951.
- Schlee, J.S. and Klitgord, K.D., 1988, Georges Bank basin: a regional synthesis, In: Sheridan, E., Grow, J.A.(eds.), *The Atlantic continental margin:U.S.,The Geology of North America*, Geological Society of America, Boulder, Colorado, 1-2, pp.243-265.
- Schofield, D.I., Horstwood, M.S.A., Pitfield, P.E.J., Crowley, Q.G., Wilkinson, A.F. and Sidaty, H.C.O., 2006. Timing and kinematics of Eburnean tectonics in the central Reguibat Shield, Mauritania, *J. Geol. Soc.*, 163, pp.549-560, doi: 10.1144/0016-764905-097.
- Schofield, D.I., Horstwood, M.S.A., Pitfield, P.E.J., Gillespie, M., Darbyshire, F., O'Connor, E.A. and Abdouloye, T.B., 2011. U–Pb dating and Sm–Nd isotopic analysis of granitic rocks from the Tiris Complex: new constraints on key events in the evolution of the Reguibat Shield, Mauritania, *Precamb. Res.*, 204–205, 1–11, doi: 10.1016/j.precamres.2011.12.008.
- Schofield, D.I., Horstwood, M.S.A., Pitfield, P.E.J., Gillespie, M., Darbyshire, F., O'Connor, E.A. and Abdouloye, T.B., 2012. U–Pb dating and Sm–Nd isotopic analysis of granitic rocks from the Tiris Complex: New constraints on key events in the evolution of the Reguibat Shield, Mauritania, *Precamb. Res.*, 204-205, pp.1-11, doi: 10.1016/j.precamres.2011.12.008.

Bibliographie

- Seber, D., Barazangi, M., Tadili, B., Ramdani, M., Ibenbrahim, A. and Ben Sari, D., 1996. Three dimensional upper mantle structure beneath the intraplate Atlas and interplate Rif mountains of Morocco, *J. Geophys. Res.*, 101, pp.3125-3138.
- Sébrier, M., Siame, L., El Mostafa, Z., Winter, T., Missenard, Y. and Leturmy, P., 2006. Active tectonics in the Moroccan High Atlas, *C.R. Géosci.*, 338, pp.65-79.
- Sebti, S., Saddiqi, O., El Haimer, F.Z., Michard, A., Ruiz, G., Bousquet, R., Baidder, L. and Frizon de Lamotte, D., 2009. Vertical movements at the fringe of the West African Craton: First zircon fission track datings from the Anti-Atlas Precambrian basement, Morocco, *C.R. Geoscience*, 341, pp.71-77, doi:10.1016/j.crte.2008.11.006.
- Sebti, S., 2011. Mouvements Verticaux de l'Anti-Atlas Occidental marocain (Kerdous & Ifni): Thermochronologie par traces de fission, PhD thesis, Université Hassan II-Aïn Chock, Casablanca, Morocco.
- Sehrt, M., 2014. Variscan to Neogene long-term landscape evolution at the Moroccan passive continental margin (Tarfaya Basin and western Anti-Atlas), PhD thesis, Ruprecht-Karls-Universität, Heidelberg, Germany.
- Sheridan, R.E. and Grow, J.A., 1988. The Atlantic continental margin, Geological Society of America, Boulder, Colorado, USA.
- Sheridan, R.E., Musser, D.L., Glover, L., Talwani, M., Ewing, J.I., Steven Holbrook, W., Michael Purdy, G., Hawman, R., and Smithson, S., 1993. Deep seismic reflection data of EDGE U.S. mid-Atlantic continental-margin experiment: Implications for Appalachian sutures and Mesozoic rifting and magmatic underplating, *Geology*, 21(6), pp.563-567, doi: 10.1130/0091-7613(1993)021.
- Shuster, D.L. and Farley, K.A., 2004. $4\text{He}/3\text{He}$ thermochronometry, *EPSL*, 217(1-2), pp.1-17.
- Shuster, D.L., Flowers, R.M. and Farley, K.A., 2006. The influence of natural radiation damage on helium diffusion kinetics in apatite, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 249, pp.148-161, doi:10.1016/j.epsl.2006.07.028.
- Shuster, D.L. and Farley, K.A., 2009. The influence of artificial radiation damage and thermal annealing on helium diffusion kinetics in apatite, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 73, pp.183-196, doi:10.1016/j.gca.2008.10.013.
- Skinner, E.M.W., Apter, D.B., Morelli, C. and Smithson, N.K., 2004. Kimberlites of the Man craton, West Africa, *Lithos*, 76, pp.233-259.
- Slama, J., Košler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M., Horstwood, M.S.A., Morris, G.A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M.N. and Whitehouse, M.J., 2008. Plešovice zircon — a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis, *Chem. Geol.*, 249(1–2), pp.1-35.
- Sloss, L.L., 1963. Sequences in the Cratonic Interior of North America, *GSAB*, 74, pp.93-114.
- Sloss, L.L., 1988. Sedimentary cover: North American craton, U.S.:Boulder, Colorado, Geological Society of America, The Geology of North America, Michigan University.

Bibliographie

Sloss, L. L., and Speed, R. C., 1974, Relationships of cratonic and continental-margin tectonic episodes, In: Dickinson, W. R. (ed.), *Tectonics and sedimentation, Soc. Econ. Palaeont. Mineral. Spec. Publ.*, 22, pp. 98–119.

Smith, B., Derder, M.E.M., Henry, B., Bayou, B., Yelles, A.K., Djellit, H., Amenna, M., Garces, M., Beamud, E., Callot, J.P., Eschard, R., Chambers, A., Aifa, T., Ait Ouali, R. and Gandriche, H., 2006. Relative importance of the Hercynian and post-Jurassic tectonic phases in the Saharan platform: a palaeomagnetic study of Jurassic sills in the Reggane Basin (Algeria), *Geophys. J. Int.*, 167, pp.380-396.

Snoke, A.W., Scharnel, S. and Karasek, R.M., 1988. Structural evolution of Djebel Debadib anticline: A clue to the regional tectonic style of the Tunisian Atlas, *Tectonics*, 7(3), pp.497-516.

Sougy, J., 1959. Les formations crétacées du Zemmour Noir (Mauritanie septentrionale), *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, pp.166-182.

Sougy, J., 1962. West African fold belt, *Geol.Soc.Am.Bull.*, 73 (7), pp.871-876.

Sougy, J., 1964. Les formations paléozoïques du Zemmour noir (Mauritanie septentrionale). Etude stratigraphique, pétrographique et paléontologique. Published PhD thesis, Ann. Fac. Sci. Univ. Dakar, 15.

Souhel, A., 1996. Le Mésozoïque dans le Haut-Atlas de Beni-Mellal (Maroc). Stratigraphie, sédimentologie et évolution géodynamique, *Strata*, 27, pp.1-249.

Souhel, A., El Hariri, K., Chafiki, D. and Canérot, J., 1998. Stratigraphie séquentielle et évolution géodynamique du Lias (Sinémurien terminal – Toarcien moyen) de l'Atlas de Beni Mellal (Haut Atlas central, Maroc), *Bull. Soc. géol. Fr.*, 169, pp.527-536.

Souhel, A., El Bchari, F., Gharib, A., El Hariri, K. and Bouchouata, A., 2000. The Liassic carbonate platform on the western part of the Central High Atlas (Morocco): stratigraphic and paleogeographic pattern, in Crasquin-Soleau S. & Barrier E. (Eds.), *Peri-Tethys Memoir 5: New data on Peri-Tethyan sedimentary basins, Mém. Mus. Nat. Hist. Nat.*, 182, pp.39-56.

Soumaila, A., Henry, P., Garba, Z. and Rossi, M., 2008. REE patterns, Nd-Sm and U-Pb ages of the metamorphic rocks of the Diagorou-Darbani greenstone belt (Liptako, SW Niger): implication for Birimian (Palaeoproterozoic) crustal genesis, *Geol. Soc. Spec. Pub.*, Geological Society, 297, pp.19-32

Spiegel, C., Kohn, B., Belton, D., Berner, Z. and Gleadow, A., 2009. Apatite (U–Th–Sm)/He thermochronology of rapidly cooled samples: The effect of He implantation, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 285, pp.105-114.

Spotila, J.A., Bank, G.C., Reiners, P.W., Naeser, C.W., Naeser, N.D. and Henika, B.S., 2004. Origin of the Blue Ridge escarpment along the passive margin of Eastern North America, *Bas. Res.*, 16, pp.41-63, doi: 10.1046/j.1365-2117.2003.00219.x.

Stampfli, G.M. and Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 196, pp.17-33.

Bibliographie

- Stanley, J.R., Flowers, R.M. and Bell, D.R., 2013. Kimberlite (U-Th)/He dating links surface erosion with lithospheric heating, thinning, and metasomatism in the southern African Plateau, *Geology*, 41 (12), pp.1243-1246.
- Stephenson, R. and Lambeck, K., 1985. Isostatic response of the lithosphere with in-plane stress: Application to central Australia, *J. Geophys. Res.*, 90 (B10), pp.8581-8588, doi: 10.1029/JB090iB10p08581.
- Steven, T.A., Mehnert, H.H. and Obradovich, J.D., 1967. Age of volcanic activity in the San Juan mountains, Colorado, U.S. Geol. Surv., Prof. Pap., 575-D, pp.47-55.
- Swezey, C.S., 2009. Cenozoic stratigraphy of the Sahara, Northern Africa, *J. Afr. Earth Sci.*, 53, pp.89-121.
- Tabuce, R., S. Adnet, S., Capetta, H., Noubhani, A. and Quillevere, F., 2005. Aznag (bassin d'Ouarzazate, Maroc), nouvelle localité à sélaciens et mammifères de l'Eocène moyen (Lutétien) d'Afrique, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 176, pp.381-400.
- Tait, J., Straathof, G., Söderlund, U., Ernst, R.E., Key, R., Jowitt, S.M., Lo, K., Dahmada, M.E.M. and N'Diaye, O., 2013. The Ahmeyim Great Dyke of Mauritania: A newly dated Archaean intrusion, *Lithos*, 174, pp.323-332, doi: 10.1016/j.lithos.2012.09.014.
- Taylor, J.P. and Fitzgerald, P.G., 2011. Low-temperature thermal history and landscape development of the eastern Adirondack Mountains, New York: Constraints from apatite fission-track thermochronology and apatite (U-Th)/He dating, *GSAB*, 123(3-4), pp.412-426, doi: 10.1130/B30138.1.
- Teixell, A., Arboleya, M.L. and Julivert, M., 2003. Tectonic shortening and topography in the central High Atlas (Morocco), *Tectonics*, 22(5), doi:10.1029/2002TC001460.
- Teixell, A., Ayarza, P., Zeyen, H., Fernández, M., and Arboleya, M.L., 2005. Effects of mantle upwelling in a compressional setting: the Atlas Mountains of Morocco, *Terra Nova*, 17(5), pp.456-461, doi: 10.1111/j.1365-3121.2005.00633.x.
- Tesón, E., 2005. Estudio estructural del margen sur del Alto Atlas entre los valles del Dades y el Mgoun. Trabajo de investigación, Master Thesis, Univ. Autónoma Barcelona, Bellaterra, España.
- Tesón, E. and Teixell, A., 2008. Sequence of thrusting and syntectonic sedimentation in the eastern Sub-Atlas thrust belt (Dadès and Mgoun valleys, Morocco), *Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch)*, 97, pp.103-113, doi: 10.1007/s00531-006-0151-1.
- Tesón, E., Pueyo, E.L., Teixell, A., Barnolas, A., Agustí, J. and Furió, M., 2010. Magnetostratigraphy of the Ouarzazate Basin: Implications for the timing of deformation and mountain building in the High Atlas Mountains of Morocco, *Geodin. Acta*, 23(4), pp.151-165.
- Torsvik, T.H. and Cocks, L.R.M., 2011. The Palaeozoic palaeogeography of central Gondwana, In: Van Hinsbergen, D.J.J. et al. (eds.), *Geol. Soc. Spec. Pub.*, London, 357, pp.137-166.

Bibliographie

- Trompette, R., 1973. Le Précambrien et le Paléozoïque inférieur de l'Adrar de Mauritanie (bordure occidentale du bassin de Taoudeni, Afrique de l'Ouest). Un exemple de sédimentation de craton. Etude stratigraphique et sédimentologique, *Trav. Lab. Sci. Terre, St-Jérôme*, Marseille, (B), 7.
- Trubitsyn, V.P., Mooney, W.D. and Abbott, D.H., 2003. Cold Cratonic Roots and Thermal Blankets: How Continents Affect Mantle Convection, *Int. Geol. Review*, 45, pp.479-496.
- Turner, J.P., Green, P.F., Holford, S.P. and Lawrence, S.R., 2008. Thermal history of the Rio Muni (West Africa)–NE Brazil margins during continental breakup, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 270, pp.354-367, doi:10.1016/j.epsl.2008.04.002.
- van der Beek, P., Cloetingh, S. and Andriessen, P., 1994. Mechanisms of extensional basin formation and vertical motions at rift flanks: Constraints from tectonic modeling and fission-track thermochronology, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 121, pp.417-433.
- Vermeesch, P., 2004. How many grains are needed for a provenance study? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 224, pp.441-451, doi:10.1016/j.epsl.2004.05.037.
- Vermeesch, P., 2012. On the visualisation of detrital age distributions, *Chem. Geol.*, 312-313, pp.190-194, doi:10.1016/j.chemgeo.2012.04.021.
- Verati, C., Bertrand, H. and Féraud, G., 2005. The farthest record of the Central Atlantic Magmatic Province into West Africa craton: Precise $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating and geochemistry of Taoudeni basin intrusives (northern Mali), *Earth Planet. Sci. Lett.*, 235, pp.391-407.
- Verati, C., Rapaille, C., Féraud, G., Marzoli, A., Bertrand, H. and Youbi, N., 2007. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and duration of the Central Atlantic Magmatic Province volcanism in Morocco and Portugal and its relation to the Triassic–Jurassic boundary, *Pal. Pal. Pal.*, 244, pp.308-325, doi:10.1016/j.palaeo.2006.06.033.
- Vially, R., Letouzey, J., Benard, F., Haddadi, N., Desforges, G., Askri, H. and Boudjema, A., 1994. A basin inversion along the North African margin: The Saharan Atlas (Algeria), In: Roure, F. (ed.), *Peri-Tethyan platforms*, pp.79-118, Technip, Paris.
- Villeneuve, M., 2005. Paleozoic basins of West Africa and the Mauritanides fold belt, *J. Afr. Earth Sci.*, 43, pp.166-195.
- Villeneuve, M., 2008. Review of the orogenic belts on the western side of the West African craton: the Bassarides, Rokelides and Mauritanides, In: Ennih, N., and J.P. Liégeois (eds.), *The boundaries of the West African Craton*, *Geol. Soc. Spec. Pub.*, vol. 297, pp.169-201, doi: 10.1144/SP297.8.
- Villeneuve, M., Rochet, J. and Faye, M., 1993. Héritages structuraux panafricains et hercyniens sur la marge africaine de l'océan Atlantique, entre la Mauritanie et le Liberia, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 164(6), pp.851-860.
- Villeneuve, M., Bellon, H., El Archi, A., Sahabi, M., Rehault, J. P., Olivet, J. L. and Aghzer, A. M., 2006. Evenements Panafricains dans l'Adrar Souttouf (Sahara marocain), *C.R. Geosci.*, 338, pp. 359–367.

Bibliographie

- Villeneuve, M. and Marcaillou, B., 2013. Pre-Mesozoic origin and paleogeography of blocks in the Caribbean, South Appalachian and West African domains and their impact on the post “variscan” evolution, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 184(1-2), pp.5-20, doi: 10.2113/gssgfbull.184.1-2.5.
- Villemur, J. R., 1967. Reconnaissance géologique et structurale du Nord du bassin de Taoudeni (Mauritanie), *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, Paris, 51, 151p.
- von Rad, U. and Arthur, M.A., 1979. Geodynamic, sedimentary and volcanic evolution of the Cape Bojador continental margin (NW Africa), Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margins and Paleoenvironment, doi: 10.1029/ME003p0187.
- von Rad, U. and Einsele, G., 1980. Mesozoic--Cainozoic Subsidence History and Palaeobathymetry of the Northwest African Continental Margin (Aaiun Basin to D. S. D. P. Site 397), *Philosoph. Trans. Royal Soc. Lond. A*, 294, 1409, pp.37-50.
- von Rad, U. and Wissmann, G., 1982. Cretaceous-Cenozoic History of the West Saharan Continental Margin (NW Africa): Development, destruction and gravitational sedimentation, In: von Rad, U. et al. (eds.), *Geology of the Northwestern African Continental Margin*, pp.106-131. Springer-Verlag, New York, USA, doi: 10.1007/978-3-642-68409-8_7.
- von Rad, U. and Sarti, M., 1986. Early Cretaceous “events” in the evolution of the eastern and western North Atlantic continental margins, *Geol. Rund.*, 75(1), pp.139-158, doi: 10.1007/BF01770184.
- Voorhoeve, H., and Houseman, G., 1988. The thermal evolution of lithosphere extending on a low-angle detachment zone, *Bas. Res.*, 1, pp.1-9, doi: 10.1111/j.1365-2117.1988.tb00001.x.
- Wagner, G.A. and Raimor, G.M., 1972. Fission track tectonics: The tectonic interpretation of fission track apatite ages, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 14(2), pp.263-268, doi: 10.1016/0012-821X(72)90018-0.
- Wang, H.F., Crowley, K.D. and Nadon, G.C., 1994. Thermal History of the Michigan Basin from Apatite Fission-Track Analysis and Vitrinite Reflectance, In: Ortoleva, P.J. (ed.), *Basin Compartments and Seals, AAPG Spec. Vol.*, M61, AAPG.
- Warnock, A.C., Zeitler, P.K., Wolf, R.A. and Bergman, S.C., 1997. An evaluation of low-temperature apatite U-Th/He thermochronometry, *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 61(24), pp.5371-5377.
- Watts, A.B., 2012. Models for the evolution of passive margins, in Roberts, D.G. and Bally, A.W. (eds.), *Regional Geology and Tectonics: Phanerozoic Rift Systems and Sedimentary Basins*, pp.33-57, Elsevier.
- Weber, W.J., Ewing, R.C. and Meldrum, A., 1997. The kinetics of alpha decay-induced amorphization in zircon and apatite containing weapons-grade plutonium or other actinides, *J. Nucl. Mater.*, 250(2-3), pp.147-155.
- Weissel, J.K. and Karner, G.D., 1989. Flexural uplift of rift flanks due to mechanical unloading of the lithosphere during extension, *J. Geoph. Res.*, 94 (B10), 13919-13950, doi: 10.1029/JB094iB10p13919.
- Wendt, J., 1988. Facies pattern and Paleogeography of the Middle and Late Devonian in the Eastern Anti-Atlas (Morocco), *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 14, pp.467-480.

Bibliographie

- Wenke, A., Zühlke, R., Jabour, H. and Kluth, O., 2011. High-resolution sequence stratigraphy in basin reconnaissance: example from the Tarfaya Basin, Morocco, *Petrol. Geol. Basins*, 29, pp.85-96.
- Wiedmann, J., Butt, A. and Einsele, G., 1982. Cretaceous Stratigraphy, Environment, and Subsidence History at the Moroccan Continental Margin, In: von Rad, U. et al. (eds.), *Geology of the Northwest African Continental Margin*, pp.366-395, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.
- Wissmann, G., 1982. Stratigraphy and Structural Features of the Continental Margin Basin of Senegal and Mauritania, In : Von Rad et al. (Eds.), *Geology of the Northwest African Continental Margin*, Verlag, pp.161-181.
- Wolf, R.A., Farley, K.A. and Silver, L.T., 1996. Helium diffusion and low-temperature thermochronology of apatite, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60, pp.4231-4240.
- Wurster, P. and Stets, J., 1982. Sedimentation in the Atlas Gulf II: Mid-Cretaceous Events, In: von Rad, U. et al. (eds.), *Geology of the Northwest African continental margin*, pp.439-458, Springer Berlin, Heidelberg.
- Yamato, P., Husson, P., Becker, T.W. and Pedoja, K., 2013. Passive margins getting squeezed in the mantle convection vice, *Tectonics*, 32, pp.1559-1570, doi:10.1002/2013TC003375.
- Youbi, N., Kouyaté, D., Söderlund, U., Ernst, R.E., Soulaïmani, A., Hafid, A., Ikenne, M., El Bahat, A., Bertrand, H., Chaham, K.R., Ben Abbou, M., Mortaji, A., El Ghorfi, M., Zouhair, M. and El Janati, M., 2013. The 1750 Ma Magmatic Event of the West African Craton (Anti-Atlas, Morocco), *Precamb. Res.*, 236, pp.106-123, doi: 10.1016/j.precamres.2013.07.003.
- Zayane, R., Essaifi, A., Maury, R.C., Piqué, A., Laville, A. and Bouabdelli, M., 2002. Cristallisation fractionnée et contamination crustale dans la série magmatique jurassique transitionnelle du Haut Atlas central (Maroc), *C.R. Geosci.*, 334, pp.97-104.
- Zeitler, P.K., Herczeg, A.L., McDougall, I. and Honda, M., 1987. U-Th-He dating of apatite: A potential thermochronometer, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51, pp.2865-2868.
- Zeyen, H., Ayarza, P., Fernández, M. and Rimi, A., 2005. Lithospheric structure under the western African- European plate boundary: A transect across the Atlas Mountains and the Gulf of Cadiz, *Tectonics*, 24, TC2001, doi: 10.1029/2004TC001639.
- Ziegler, P.A., 1987. Late Cretaceous and Cenozoic intra-plate compressional deformations in the Alpine foreland—a geodynamic model, *Tectonophys.*, 137(1-4), pp.389-420, doi: 10.1016/0040-1951(87)90330-1.
- Ziegler, P.A., Cloetingh, S. and Van Wees, J.-D., 1995. Dynamics of intra-plate compressional deformation: the Alpine foreland and other examples, *Tectonophys.*, 252(1-4), pp.7-59.
- Ziegler, J.F., 2008. SRIM-2008, The stopping range of ions in matter. United States Naval Academy, Annapolis.
- Zhang, N., Zhong, S. and Flowers, R.M., 2012. Predicting and testing continental vertical motion histories since the Paleozoic, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 317-318, pp.426-435.

Zouhri, S., Kchikach, A., Saddiqi, O., El Haïmer, F.Z., Baidder, L. and Michard, A., 2008. The Cretaceous-Tertiary Plateaus. In: Michard, A., Chalouan, A. and Saddiqi, O. (eds), Continental Evolution: The Geology of Morocco. Structure, Stratigraphy, and Tectonics of the Africa-Atlantic-Mediterranean Triple Junction, Springer Verlag, *Lect. Notes Earth Sci.*, 116, pp.331-358.

Table des figures

Figure I-1 : Carte géologique du monde (d'après l'USGS). Les cratons et leur plateforme apparaissent en rouge et rose.	18
Figure I-2 : Modèle Numérique de Terrain pour l'Afrique de l'Ouest. La topographie est relativement plane, généralement inférieure à 600 m sur l'ensemble du COA. Des exceptions cependant existent dans l'Anti-Atlas au Nord, à proximité du domaine Atlasique et dans le Bouclier de Man-Leon au Sud. A l'opposé, des zones de hautes altitudes existent tout de même en Afrique de l'Ouest, mais hors du COA, comme c'est le cas du Bouclier Touareg qui présente une haute topographie (jusque 3000 m). La ligne blanche tiretée montre les limites du COA.	22
Figure II-1 : Carte géologique du COA (d'après Peucat et al., 2005). En ligne tiretée grise et noire est indiquée la limite du COA. La ligne grise signale la limite est du COA, qui se confond avec la suture panafricaine.	27
Figure II-2 : Carte géologique du Nord du COA, centrée sur le Bouclier Reguibat. La carte de la figure II-3 est localisée.	29
Figure II-3 : Carte géologique de la partie Est du Bouclier Reguibat montrant l'extension des formations de « Hamada » sur le socle. Ces formations méso-cénozoïques sont absentes de la partie occidentale (modifiée d'après Choubert et Faure-Muret, 1990). La carte est localisée sur la figure II-2.	30
Figure II-4 : Stratigraphie simplifiée des bassins cratoniques de Tindouf et Taoudeni. Les couleurs utilisées sont les mêmes que pour la carte de la figure II-2. Ces logs simplifiés proviennent des études de Monod (1952), Sougy (1959,1964) et Guerrak (1989). L'échelle verticale est la même pour tous les logs.	32
Figure II-5 : Structure du bassin de Tindouf. (A) Structures plissées dans la partie nord du bassin (modifiée d'après SAFREP, 1963). (B) Coupe du bassin de Tindouf, avec une forte exagération verticale (x25), modifiée d'après Boote et al., 1998).	34
Figure II-6 : Déformation intraplaque de la plateforme saharienne pendant les événements varisques, pour le Carbonifère, et le Permien. 1. Faille majeure ; 2. Faille décrochante majeure ; 3. Zone de rift ; 4. Zone de chevauchements majeure d'âge carbonifère supérieur ; 5. Zone de chevauchements majeure d'âge permien inférieur ; 6. Chaînes plissées d'avant-pays Carbonifère supérieur et Permien inférieur ; 7. Soulèvement d'« arches » ou bombements de socle ; 8. Direction de raccourcissement carbonifère supérieur ; 9. Direction de raccourcissement permien inférieur ; AS : Adrar Soutouf ; G : Gaharian Arch ; HM : Hassi Messaoud ; IB : Illizi Basin ; MM : Moroccan Meseta. D'après Haddoum et al. (2001).	35
Figure II-7 : Localisation et extension du CAMP, dans une reconstruction de la Pangée vers 200 Ma (modifié d'après Marzoli et al., 1999 et Charaf Chabou et al., 2010).	37
Figure II-8 : Interprétation paléogéographique des dépôts du Continental Intercalaire dans la partie centrale du Sahara pendant le Barrémien-Albien (d'après Lefranc et Guiraud, 1990).	38
Figure II-9 : Répartition des faciès sédimentaires pendant l'Albien inférieur-moyen (Fabre, 2005, d'après Vila, p.395). 1. Domaines continentaux à la surface ; 2. Formations gréseuses associées au Crétacé inférieur au Sahara et Maroc ; 3. Argiles et grès ; 4. Province argileuse du « Grand Erg Oriental » ; 5. Calcaires gréseux du Bas Sahara ; 6. Plateforme carbonatée algéro-tunisienne ; 7. Marnes et calcaires ; 8. Marnes ; 9. Flysch du Tell-Rif ; 10. Directions de courant des matériaux gréseux ; 11. Hypothétiques voies de transports des sédiments.	39

Figure II-10 : Répartition des faciès sédimentaires pendant l'Albien supérieur (Fabre, 2005, d'après Vila, p.395). 1. Domaines continentaux en surface ; 2. Grès grossiers du Maghreb occidental ; 3. Grès argileux ; 4. Argiles sahariennes ; 5. Evaporites et argiles du Sahara ; 6. Marnes gypseuses ; 7. Evaporites du Bas Sahara ; 8. Plateforme carbonatée ; 9. Argiles marines ; 10. Marnes à huîtres ; 11. Conglomérats et flysch ; 12. Directions de transports des flysch.	39
Figure II-11 : Les deux phases du développement des rifts africains pendant le Crétacé inférieur. (A) Barrémien. (B) Albien. Les régions en grisé représentent les cratons. La ligne noire en tirets gras montre la progression de l'ouverture atlantique. Les flèches blanches matérialisent les directions d'extension pendant ces deux périodes. Pendant l'Albien, tandis qu'au Sud du Bouclier Touareg l'extension produisait du rifting, au Nord, un régime compression s'exerçait, mettant en place les structures « autrichiennes » (d'après Guiraud et al., 2005).	40
Figure II-12 : Paléogéographie de la plateforme saharienne du Cénomanién au Coniacien. Simplifiée d'après Guiraud et al. (2005).	40
Figure II-13 : Coupe Nord-Sud dans le bassin de Taoudeni. D'après Gevin (1960) repris dans Fabre (2005).	41
Figure II-14 (page suivante) : Comparaison entre deux reconstitutions paléogéographiques montrant la transition marin/continental à l'Eocène. Les deux reconstructions proviennent des travaux de Swezey (2009) (à gauche) et de Guiraud et al. (2005) (à droite). Les extrapolations proposées par Swezey (2009) prennent appui sur l'enregistrement géologique disponible dans certains bassins (points noirs). Il considère que l'enregistrement est constant sur de très larges surfaces et que les dépôts marins ont ainsi pu s'étendre bien au-delà des limites considérées par Guiraud et al. (2005).	42
Figure II-15 : Carte géologique de l'Ouest du Bouclier Reguibat, montrant la structure d'ensemble du TLDB. Les tracés noirs épais montrent la localisation des coupes de la figure II-18.	44
Figure II-16 : Log stratigraphique simplifié du TLDB. La légende des lithologie est similaire à la figure II-4 (modifié d'après Ranke et al., 1982)	45
Figure II-17 : Carte des isopaques des dépôts d'âge crétacé inférieur, générée grâce au logiciel Surfer. Les points rouges montrent les forages qui ont été utilisés pour contruire cette carte (AUXINI, 1969).	46
Figure II-18 : Coupes du TLDB, du Nord au Sud. Les coupes sont localisées sur la figure II-15. Le profil A est modifié d'après Davison (2005), le profil B d'après Hafid et al. (2008), le profil C d'après Davison (2005) (repris de Heyman, 1989), le profil D d'après Helm (2009) (repris dans Labails, 2010) et le profil E d'après Wissman (1982). Quand il est reconnu, le Néogène a été distingué du Paléogène, sinon, le Tertiaire est en orange. Crétacé supérieur : vert clair ; Crétacé inférieur : vert foncé ; Jurassique : bleu ; Trias : violet ; Socle : gris. Les échelles verticales varient, mais les échelles horizontales sont sensiblement identiques. Des discordances peuvent être observées dans l'intra-Crétacé inférieur (profil A), entre le Crétacé inférieur et supérieur (profil E) et à la base du Paléogène (profils B, E).	48
Figure II-19 : Carte géologique de l'Anti-Atlas (de Michard et al., 2008). SAF : Front Sud Atlasique ; TNTF : Faille du Tizi n'Test ; AAMF : Faille majeure de l'Anti-Atlas	49
Figure II-20 : Carte géologique de la Méditerranée occidentale. La chaîne atlasique est replacée dans le contexte de la limite de plaque Afrique/Europe (de Frizon de Lamotte et al., 2000). L'Atlas se divise en deux branches au Maroc : le Haut Atlas, d'orientation OSO-ENE et le Moyen Atlas, oblique, d'orientation SO-NE. Le Rif et le Tell se superposent à cette architecture suivant un front de chevauchement grossièrement orienté Est-Ouest. MA, HA : Moyen et Haut Atlas respectivement...	52

Figure II-21 : Carte structurale du Maghreb présentant les principales failles impliquées dans le rifting triasico-liasique (de Frizon de Lamotte et al., 2008). Les orientations varient vers l'Ouest à cause de l'obliquité des contraintes liées à l'ouverture atlantique par rapport aux contraintes téthysiennes. .	53
Figure II-22 : Coupe NO-SE au Sud du Haut Atlas de Marrakech. Elle montre la migration progressive de la déformation et la succession de dépocentres pendant le rifting. Les plus jeunes sédiments syn-rift sont scellés sous des formations post-sinémuriennes (de Frizon de Lamotte et al., 2008).	53
Figure II-23 : Carte paléogéographique du Maghreb pendant le Jurassique supérieur (Frizon de Lamotte et al., 2009).	54
Figure II-24 : Carte paléogéographique du Nord du Maroc pendant le Maastrichtien-Eocène moyen (Frizon de Lamotte et al., 2008, d'après Herbig et Trappe, 1994).	55
Figure II-25 : Carte montrant les principaux domaines géologiques du Maroc (Missenard et al., 2006).	56
Figure II-26 : Evolution des styles structuraux le long du Front Sud Atlasique depuis le Haut Atlas Central (A), en passant au Sud du Haut Atlas de Marrakech (B) jusque dans le Haut Atlas Occidental (C) (Missenard et al., 2007).	57
Figure II-27 : Carte topographique du Nord-ouest du Maroc à gauche, et la même, corrigée de l'anomalie lithosphérique à droite (de Missenard, 2006). Les profils à gauche sont ceux utilisés par Missenard et al. (2006) pour contraindre la géométrie de l'amincissement lithosphérique sous le Maroc. En blanc transparent est superposée la position approximative de l'anomalie d'épaisseur. A droite est présentée une échelle des altitudes, en mètres.....	58
Figure II-28 : Affleurement de Sidi Rahal, dans la zone sub-atlasique nord, au Sud-est de Marrakech. Les formations mio-pliocènes sont recouvertes en discordance par des terrasses quaternaires horizontales, elles-mêmes soulevées par rapport au bassin actuel.	59
Figure III-1 : Gamme de sensibilité thermique des différents thermochronomètres de « basse température ». Zr : zircon ; Tit : titanite ; Mz : monazite ; Ap : apatite ; Hb : hornblende ; Bt : biotite ; Ms : muscovite ; Kfel : feldspath potasique. D'après Reiners et al. (2005).....	64
Figure III-2. Evolution des âges AFT et des moyennes de longueurs de traces de fission en fonction de la température, dans un puits du bassin d'Otway, Australie (Green et al., 1989). En rectangle bleu est indiqué la zone de cicatrisation partielle (ZCP).	68
Figure III-3 : Modélisations d'histoires thermiques types avec HeFTy (Ketcham et al., 2005) et prédictions associées (âge AFT, moyenne des longueurs, distribution des longueurs). Pour les deux cas de refroidissement rapide (2) et (3), les distributions des longueurs de traces sont similaires et seuls les âges AFT permettent de les distinguer. La modélisation (1) montre qu'un refroidissement lent « étale » la distribution des longueurs vers les longueurs courtes, ceci étant dû au séjour prolongé dans la ZCP. Enfin, un événement de réchauffement (4) provoquera la cicatrisation partielle d'une partie des traces de fission déjà existantes, générant un pic de distribution autour de 8-9 μm tandis que le retour aux conditions "froides" de surface génère à nouveau un pic d'abondance en traces à 13-14 μm . D'autre part, cet événement rajeunit fortement l'âge AFT.	69
Figure III-4 : Exemple d'un cristal d'apatite de 100 μm de largeur, montrant la bordure de 20 μm où sont perdus une partie des ^4He par éjection. Le diagramme montre la proportion de rétention du gaz le long d'une section.	72
Figure III-5 : Evolution de la correction F_T à appliquer à l'âge AHe calculé, en fonction de la taille du prisme d'apatite (Ehlers and Farley, 2003). L'erreur associée à la correction est indiquée par les chiffres en pourcentages qui donnent l'erreur à 2σ	73

Figure III-6 : Estimations empiriques et théoriques des valeurs de D_0 et E_a pour différentes apatites (Gautheron, pers. comm.). La valeur de a vaut 100 μm . En losanges bleus clairs, valeurs pour tous types d'apatites excepté Durango. Les cercles indiquent les valeurs déterminées grâce à des expériences de diffusion pour le standard Durango. Les carrés colorés indiquent des valeurs déterminées par NRA (Nuclear Reaction Analysis), ERDA (Elastic Recoil Detection Analysis) et calculs DFT pour le standard Durango. Toutes les valeurs obtenues sont remarquablement cohérentes dans le graphique $\text{Log } D_0 = f(E_a)$	74
Figure III-7 : Estimation des températures de fermeture, déduites des expériences diffusion (Shuster et al., 2009), en fonction du log de la concentration en hélium dans chacun des cristaux étudiés.	75
Figure III-8 : Variation des âges AHe dans des cas de réchauffement. (A) Chemin thermique avec réchauffement. Les lignes bleues montrent l'accumulation des dommages avec et sans cicatrisation. (B) Prédiction des âges AHe associées à l'histoire thermique (A), en fonction de l'eU. De façon claire, la gamme d'eU considérée (5-150 ppm) permet d'observer une large dispersion des âges AHe lorsque l'échantillon subit un réchauffement. ((A) et (B) de Gautheron et al. (2009)). (C) et (D). Variations des âges AHe en fonction de la température au maximum de réchauffement, et pour différents eU. Dans (C) on observe la température critique à partir de laquelle les apatites de faible eU (40-60°C) et de fort eU (80-100°C) vont perdre l'hélium par diffusion, température qui dépend de la quantité de dommages radiatifs, liée à l'eU. Au-delà de 110-120°C, toutes les apatites sont rapidement vidées de leur hélium (D). ((C) et (D) de Flowers et al. (2009)).	77
Figure III-9 : Prédiction d'âges AHe en fonction de l'eU (ppm) pour deux histoires thermiques données avec HeFTy (Ketcham et al., 2005) et en utilisant le modèle de dommage de Flowers et al. (2009). Différentes tailles de cristaux ont été utilisées (40, 60 et 80 μm pour le rayon de sphère équivalente R_s). Pour chaque taille de R_s , une gamme de r_{mr0} a été utilisée, allant de 0,79 à 0,85. Cette gamme permet de montrer la dispersion des âges liée à la chimie.	78
Figure III-10 : Moyennes de longueurs de traces pour des contextes géologiques « stables », ou des cratons. 3 contextes différents ont été considérés : (1) L'Amérique du Nord et sa marge orientale (Crowley et al., 1991 ; Boettcher et Milliken, 1994 ; Wang et al., 1994 ; Lorencak et al., 2004 ; Spotila et al., 2004) , (2) le nord du COA (cette étude) et (3) le Massif central en France (Barbarand et al., 2013). Ces moyennes sont relativement étalées, de 11 à 13 μm . En abscisses sont donnés les âges AFT (en Ma) et en ordonnées les valeurs des moyennes (en μm).	80
Figure III-11 : Comparaison des histoires thermiques déterminées (A) par la double méthodologie AFT-AHe, (B) par la méthode AFT seule et (C) par la méthode AHe seule. Toutes ces histoires thermiques ont été modélisées avec HeFTy (Ketcham et al., 2005). En B et en C sont proposées des histoires thermiques qui sont compatibles avec les données thermochronologiques (AFT ou AHe). Dans ces deux cas, les histoires déterminées expliquent de façon statistiquement équivalente les données pour une histoire thermique véritable complexe (A), traduisant des changements de température relativement lents, similaire à ce qui se produit dans les cratons.	81
Figure III-12 : Courbes théoriques estimant les épaisseurs de roches érodées lors d'un refroidissement de 90°C d'un échantillon, en fonction du flux géothermique (en mW/m^2), et de la conductivité thermique des roches érodées (en $\text{W/m/}^\circ\text{C}$). Les variations de conductivités thermiques de 2 à 4 $\text{W/m/}^\circ\text{C}$ représentent la gamme des valeurs classiques pour les roches de la croûte continentale.	83
Figure III-13 : De l'usage des contraintes en modélisation thermique. J'ai utilisé un échantillon de socle à proximité de la discordance Crétacé inférieur/socle pour tester l'influence de cette contrainte géologique sur les résultats de modélisation inverse. A gauche, aucune contrainte n'a été utilisée. 20	

histoires thermiques acceptables et 1 bonne ont été modélisées. A droite, la discordance est traduite en terme de conditions thermiques, à savoir, la présence à la surface, ou proche de la surface, du socle au Crétacé inférieur. 190 histoires thermiques acceptables et 36 bonnes histoires thermiques ont pu être trouvées. Cet exemple illustre le fait que les seules données TBT ne sont pas toujours de qualité suffisante et l'usage d'une contrainte géologique peut restreindre de façon intelligente et vraisemblable l'espace (T,t).....	86
Figure IV-1 : Carte géologique du bouclier Reguibat. La localisation des domaines d'études est précisée.	91
Figure IV-2 : Carte géologique du domaine occidental du Bouclier Reguibat. Les échantillons dont les histoires thermiques ont été modélisées sont localisés sur la carte.	93
Figure IV-3 : Histoires thermiques modélisées sans contraintes pour les groupes d'échantillons AOS et SC et l'échantillon TAS233. Aucune histoire unifiée ne peut être déduite de ces modélisations, excepté peut-être le cas de TAS233 modélisé avec le modèle de Flowers et al. (2009). La non-convergence des prédictions des deux modèles exclut aussi fortement de les considérer comme valides. Les données précises prédites par les modèles sont présentées dans les tableaux 3, 4 et 5.	94
Figure IV-4 : Modélisations thermiques sans la contrainte du réchauffement post-Crétacé inférieur pour les trois échantillons groupés SC, AOS et TAS, ainsi que pour l'échantillon TCH7. La première ligne présente les histoires thermiques, modélisées en utilisant les deux modèles de dommages radiatifs, en ligne continue pour le modèle de Flowers et al. (2009) et en ligne tiretée pour le modèle de Gautheron et al. (2009). Pour chacun des modèles sont présentés en dessous les résultats en termes d'évolution du LogLikelihood (en rouge) et du nombre de points (T,t) (en vert). Le nombre d'itérations en-dessous indique le nombre d'essai-erreur effectué pendant la seconde phase d'exploration du logiciel avec l'approche bayésienne et la valeur de log likelihood calculée pour chaque modèle. L'échantillon groupé TAS et l'échantillon TCH7 montrent les solutions les plus stables avec un nombre de points (T,t) relativement stable et des valeurs de LogLikelihood également relativement stables. D'autre part, les échantillons groupés AOS et SC montrent moins de stabilité mais indiquent tous deux une phase de réchauffement nécessaire après les conditions « froides » du Crétacé inférieur. La durée de ce réchauffement est par contre différente dans les deux cas.....	99
Figure IV-5 : Modélisations thermiques sans la contrainte du réchauffement post-Crétacé inférieur pour les trois échantillons groupés SC, AOS et TAS, ainsi que pour l'échantillon TCH7. L'organisation est la même que dans la figure IV-13. L'échantillon groupé TAS et l'échantillon TCH7 montrent encore les solutions les plus stables avec un nombre de points (T,t) relativement stable et des valeurs de LogLikelihood également relativement stables. Les échantillons groupés AOS et SC montrent toujours moins de stabilité. Cependant, dans les deux cas, on réussit cette fois à déterminer une solution plus ou moins stable avec l'utilisation du modèle de Flowers et al. (2009) dans le cas de l'échantillon AOS et le modèle de Gautheron et al. (2009) dans le cas de l'échantillon SC. Les durées de réchauffement restent néanmoins peu contraintes.....	100
Figure IV-6 : Modélisations forward sur les échantillons groupés AOS et SC. A gauche, sont présentées les différentes histoires thermiques testées HT1, HT2, HT3 et HT4. Les mêmes couleurs sont reprises à droite dans les graphiques montrant les prédictions d'âges non corrigés AHe. HTG et HTF correspondent aux prédictions faites avec les modèles de Gautheron et al. (2009) et Flowers et al. (2009) respectivement. Les losanges noirs montrent les âges AHe observés non corrigés de l'éjection.	103
Figure IV-7 : (a) Geographical map the eastern Central Atlantic Ocean and Western Mediterranean. It locates the studied region (b), the Figure IV-15, and IV-9 topographic profiles along the passive	

margin of Morocco (presented in Figures IV-8 and IV-15). (b) Geological map of the studied area. The bathymetry (isobaths are 500 m-spaced from the coast) is also presented to see how the platform extends seaward. The hinge line represents the limit of crustal thinning due to the rifting (see seismic profile in Labails et al. [2009] for its specific position at the Dakhla latitude). For the rest of the margin, we used the hinge line as defined in von Rad et al. [1982]. The Mauritanides are a part of the basement of the Reguibat Shield. The shield was structured during the Panafrican orogeny [Villeneuve, 2008]. LT thermochronology results are incorporated and grouped as indicated in the text (section 3.2) with colored labels. n precises the number of thermochronological data i.e. the number of analyzed grains for AHe methodology and the number of samples for AFT methodology (see Annexes 2, 4 for details). TLDB: Tarfaya-Laayoune-Dakhla Basin. (c) Stratigraphical log of the onshore northern TLDB, after Ranke et al. [1982]. This is the most complete sedimentary succession, since the Late Cretaceous and maybe parts of the upper section of the Early Cretaceous are eroded south of 24°N. Colors are the same than used for (b). 1. Conglomerates and coarse detrital sediments; 2. Coarse to fine sandstones; 3. Shales with variable sandy proportion; 4. Shales and clays, sometimes interbedded with limestones; 5. Limestones. 107

Figure IV-8 : Cross-section of the onshore margin (profile 1 on Figure IV-7b) with geographical distribution of the thermochronological data (AFT and corrected AHe ages). Same legend than in Figure IV-7 for each sample. The locations of the various sampling sites are projected along a section perpendicular to the coast. The fission tracks lengths data are given for three representative samples TAS233, SC12 and AOS5 given they provided sufficient lengths to measure. Other samples from SC and AOS groups show similar length distributions, whereas we did not use length distribution for TCH7 as it carried too few (n = 37). Light grey lines show the maximum variation in elevation within 50 km from the main cross-section (black line). 109

Figure IV-9 : Mean Track Length (MTL) vs. Apatite Fission Track (AFT) ages plot, with standard deviation. We included all existing fission track data for the western Reguibat Shield (this study, same legend than Figure IV-7), the western Anti-Atlas [Ruiz et al., 2011; Sebt, 2011], and the Moroccan Meseta [Ghorbal et al., 2008; Saddiqi et al., 2009]. All data group within 100-200 Ma and 10-13 μm , suggesting a potential similar post-rift history for the whole margin. 111

Figure IV-10 : Plot of AHe ((U-Th-Sm)/He) ages vs. eU (effective uranium content). Each sample group shows a rough correlation: the more the eU increases, the more the spread grows. Legends for different samples are the same as in Figure IV-7. 112

Figure IV-11 : Final modeling for SC sample. It was processed through the Gautheron et al. [2009] code for the radiation damage and annealing. (a) Thermal history. Black box indicates the stratigraphical constraint of the Early Cretaceous. Max. Like: Maximum Likelihood model. (b) Predicted AHe ages against observed AHe ages. (c) Predicted lengths distribution (grey and red curves), Mean Track Length (MTL) and Dpar (Kin) against the observed ones. FTA: Fission Track Age; O: Observed; P: Predicted; LL: Log Likelihood. (d) Predicted AHe-eU relationships for the thermal history of the expected model (black line in (a)) given the rmr0 and the grain size ranges. 119

Figure IV-12 : Final modeling for AOS sample. Legend is the same than Figure IV-11. 120

Figure IV-13 : Final modeling for TAS233 sample. Legend is the same than Figure IV-11. 120

Figure IV-14 : Schematic evolution of the South Moroccan Passive Margin during Mesozoic-Cenozoic times, based on our thermochronology results and published data on the western Anti-Atlas [Ruiz et al., 2011; Sebt, 2011]. For each step, thermal modeling of the northern samples (SC and AOS) is presented in solid black line, and for Tertiary times, we added the case of the southern samples (TAS) with a dotted black line. (a) Berriasian-Valanginian evolution. (b) Aptian/Albian to early Late

Cretaceous evolution. (c) Two steps of time: 1-early Late Cretaceous to Early Paleogene and 2-Early Paleogene to Eocene/Oligocene transition. (d) Neogene evolution.....	124
Figure IV-15 : Summary of the LT thermochronology published results (AFT ages) for the northern part of the passive margin of Morocco. (a) General geological map of northern Morocco. AFT ages are given in the white boxes, with n indicating the number of samples when they are more than one. Circles locate the sample of the various studies. Errors (1σ) on AFT ages are within 10 %. Used colors are the same as in figure IV-7b, except for the Rif and the Atlasic belts (green and blue, respectively). Profiles 2 and 3 are also localized on figure IV-7a in a wider geographical scale, together with profile 1. (b, c, d, e) Thermal modelings from the LT thermochronology studies of Saddiqi et al. [2009], Ghorbal et al. [2008], Ruiz et al. [2011] and Sebti [2011], respectively. For the modelings of Ghorbal et al. [2008] (sample Reh6) and Ruiz et al. [2011] (sample GM1), we led a forward modeling with their obtained thermal path, to deduce the modeled parameters (lengths and modeled AFT age). We present the HeFTy modelings provided within these previous works, as we did not have access to the whole datasets to make new modelings with QTQt.	127
Figure IV-16 : Figure 10: AFT ages against the distance from the hinge line, for the western Reguibat Shield (profile 1), the western Anti-Atlas (profile 2) and the Moroccan Meseta (profile 3), plotted above elevation profiles of each geographical setting. Elevation profiles are located on Figure IV-7a. AFT ages come from Ghorbal et al. [2008] and Saddiqi et al. [2009] for the Moroccan Meseta, Ruiz et al. [2011] and Sebti [2011] for the western Anti-Atlas and from this study. The hinge line is used as defined in Labails et al. [2009], and is fixed at distance = 0 km on each plot. Grey domains encompass the whole observed variation in FT ages for the three geological settings. Whatever the geological setting and the distance inland, the AFT ages are bracketed within the same age range (100-200 Ma) and do not show any dependency to the margin setting.	129
Figure IV-17 : (a) Comparison of passive margins crusts cross-sections from Northeast America and South Morocco (modified after Labails et al. [2009]). The stretched African margin is slightly narrower than the American one, at crustal and maybe lithospheric scale. (b) Reconstruction at the onset of sea-floor spreading (modified after Labails et al. [2009]). We show the prograding character of Lower Cretaceous detrital deposits on the TLDB offshore basin and the actual infills in both margin basins in thin dotted lines. Red arrows show the importance of the flexural effects for each margin (weak for the African one, strong for the American one; see discussion in section 5.3). Dark bold arrows show the widely distributed exhumation during the Early Cretaceous on the African continental margin.	135
Figure IV-18 : Carte géologique du domaine central du Bouclier Reguibat. Les échantillons décrits dans la partie IV.2 sont localisés sur la carte avec leurs âges AFT et AHe. TLDB : bassin de Tarfaya-Laayoune-Dakhla. La légende est la même que dans la figure IV-2.....	138
Figure IV-19 : Modélisations thermiques pour le Bouclier Reguibat central, dans le cas de l'utilisation du scénario 2 de l'article n°2. Les détails des modélisations sont présentés dans l'article, en annexe 12.....	140
Figure IV-20 : Distribution des moyennes des longueurs de trace en fonction des âges AFT pour l'ensemble du Bouclier Reguibat. En losanges noirs, les échantillons du domaine occidental, en gris foncé ceux du domaine central et en gris clair, ceux du domaine oriental. On note localement l'âge AFT de TEN1153 à 256 Ma qui se rapproche des données de Reguibat Est. Néanmoins, sa localisation géographique le place très clairement avec les échantillons du domaine central.	142
Figure IV-21 : Ages AHe en fonction de l'eU pour les 4 échantillons datés (AL10, TEN1153, TEN1185, TGH3163). AL10 présente des âges plus anciens comparés aux autres, mais la majorité des âges peut être englobée dans une gamme de 100 à 200 Ma avec un rajeunissement net pour les apatites de	

faible eU (TEN1153). Les âges AHe anciens de l'échantillon AL10 peuvent être dus à des variations chimiques ou des inclusions non-détectées.....	143
Figure IV-22 : Modélisations initiales. Aucune contrainte n'a été utilisée et les valeurs de Log Likelihood (LL) sont données dans le tableau 11, avec les valeurs d'âges AHe non corrigés. Concernant les données AFT, voir le tableau 12.	145
Figure IV-23 : Diagrammes P,T montrant les contraintes utilisées dans l'approche inverse. (A) Tests des scénarios avec contraintes Crétacé inférieur/Jurassique supérieur. (B) Les contraintes Crétacé inférieur/Jurassique supérieur sont fixées (boîtes grise et noire) et plusieurs conditions thermiques sont testées pour le réchauffement post-Crétacé inférieur. Les scénarios HT sont explicités dans le texte.....	146
Figure IV-24 : Modélisations thermiques avec la contrainte « Crétacé inférieur » du scénario HT1.2. A l'exception de AL10, tous les modélisations s'accordent sur un réchauffement nécessaire après le refroidissement majeur du Jurassique supérieur/Crétacé inférieur.....	151
Figure IV-25 : Histoires thermiques testées pour reproduire la corrélation âges AHe vs. eU, avec le logiciel HeFTy (Ketcham et al., 2005). La corrélation idéale englobe le maximum de données (ligne noire). Elle peut être comparée directement aux corrélations obtenues par les différentes histoires thermiques (en haut à droite).	153
Figure IV-26 : Modélisations thermiques des échantillons sans données AHe (TGH4072, TGH3111B, TEN4065 et YT7) avec le logiciel QTQt. Elles sont contraintes par les contraintes du scénario HT2.1 (équivalent de HT3).	154
Figure IV-27. Estimations des épaisseurs déposées/érodées en fonction du paléogéotherme. En gris, la surface présente les estimations d'épaisseurs érodées pendant l'événement de refroidissement Jurassique supérieur/Crétacé inférieur. En bleu, la surface présente les estimations d'épaisseurs déposées pendant l'événement de réchauffement qui suit les conditions de subsurface au début du Crétacé inférieur.....	156
Figure IV-28 : (A) Carte des isopaques du Dévonien. Les limites du sommet du Dévonien et du sommet du Silurien sont en lignes noires. Les croix noires indiquent la position des forages utilisés pour construire les surfaces. (B) Carte des isobathes du Dévonien. La limite du sommet du Dévonien est indiquée en ligne noire. Les forages sont indiqués de la même façon qu'en (A). Hors des limites du sommet du Dévonien, les surfaces estimées ne sont pas fiables par manque de points et la méthode d'extrapolation qui comble les manques jusqu'aux limites de la carte. (C) Coupe régionale suivant la longitude 8°O, basée sur la géométrie du Dévonien dans le bassin de Tindouf d'après les cartes (A) et (B). Les géométries dans le bassin de Taoudeni sont basées sur la littérature. Exagération vertical x 30.....	157
Figure IV-29 : (a) Carte schématique du Nord-ouest du COA. Le rectangle localise la carte (b). (b) Carte des domaines occidental et central du Bouclier Reguibat, avec les noms des différentes sous-régions (d'après Tait et al., 2013). Les points rouges montrent les lieux d'échantillonnage, tous en provenance des dépôts d'âge crétacé inférieur.....	159
Figure IV-30 : Populations d'âges pour le Bouclier Reguibat. En bleu les domaines archéens, en marron les Mauritanides et en violet les domaines protérozoïques. Les références utilisées sont présentées dans le texte ci-dessus, et la localisation des domaines peut être trouvée sur la figure IV-30.....	160
Figure IV-31 : Observations macroscopiques des échantillons J6.2, J6.3 et J6.5. La zone d'échantillonnage de J6.3 montrait d'importantes variations de faciès. La pièce utilisée pour échelle a un diamètre de 1,6 cm.	161

Figure IV-32 : planche photographique montrant les différents aspects microscopiques des échantillons J6.2 et J6.5. (A) et (B) Echantillon J6.5, même localisation sur lame, en lumière polarisée analysée et non analysée, respectivement. (C) et (D) J6.2, observations de la même zone en lumière polarisée analysée et en cathodoluminescence, respectivement.	162
Figure IV-33 : Observations microscopiques des faciès de J6.3. (A) et (B) faciès à bioclastes en lumière polarisée non analysée et analysée, respectivement. (C) et (D), faciès à bioclastes en lumière polarisée non analysée et en cathodoluminescence, respectivement. (E) faciès gréseux, en lumière polarisée analysée. (F) et (G) faciès microconglomératique, en lumière polarisée non analysée et analysée, respectivement. (H) faciès microconglomératique en lumière polarisée analysée.....	163
Figure IV-34 : Résultats des datations U-Pb sur monograins de zircon. Par-dessus les histogrammes de distribution des âges sont représentés les densités de Kernel avec une fréquence de coupure à 150 Ma (voir Vermeesch, 2012). N= nombre de cristaux. En bleu clair est surligné le pic des âges des standards, en turquoise les âges panafricains et en bleu foncé la population paléoprotérozoïque..	165
Figure IV-35 : Schéma hypothétique du mode de drainage lors de l'exhumation Jurassique supérieur/Crétacé inférieur. Les légendes sont identiques à la figure IV-29.....	166
Figure -IV-36 : Carte géologique du domaine oriental du Bouclier Reguibat. Les échantillons utilisés dans cette section sont localisés sur la carte, avec leurs âges AFT et AHe. Les légendes colorées sont les mêmes que dans la figure IV-2. Les lignes blanches en gras montrent la localisation des coupes de la figure IV-42.	168
Figure IV-37 : Âges corrigés AHe (Ma) en fonction de l'eU (ppm) pour les échantillons du domaine oriental.	171
Figure IV-38 : Modélisations thermiques initiales sans contraintes pour les échantillons CH1, CH3, GH3 et TL3. Dans la partie haute de la figure sont représentées les histoires thermiques prédites, en-dessous, sont précisées les prédictions pour chaque type de données. L'échantillon TL3 n'a pas fourni de longueurs.....	173
Figure IV-39 : Modélisations thermiques pour les trois scénarii testés, pour les 4 échantillons. En haut sont présentées les histoires thermiques pour chaque scénario. En bas sont proposées les prédictions associées pour chaque échantillon.	174
Figure IV-40 : Modélisations thermiques pour CH2 et DEG6, suivant les contraintes déduites dans les sections précédentes. De façon générale, les modélisations prédisent bien les données AFT et ces deux échantillons confirment la possibilité d'existence de cette évolution thermique.....	176
Figure IV-41 : A gauche : modélisation thermique dans le bassin de Reggane (Logan et Duddy, 1989). Un faible événement de réchauffement est identifié du Permien jusqu'à la transition Jurassique/Crétacé. A droite, une coupe du Sud du bassin de Reggane montre le contact des séries paléozoïques sur le socle du domaine oriental de Reguibat.....	177
Figure IV-42 : Coupes sismiques Nord-Sud interprétées, dans la partie Est du bassin de Tindouf (d'après Kettouche, 2008). La base du Dévonien a été surlignée en rouge, celle du Carbonifère en noir. La localisation des coupes est indiquée sur la carte de la figure IV-36.	178
Figure V-1 : Carte géologique simplifiée de l'Anti-Atlas (même légende que la figure IV-2, sauf le domaine bleu, constituant l'Atlas). Une modélisation thermique représentative est tirée de chacune des études citées dans le texte. De gauche à droite, Ruiz et al. (2011), Oukassou et al. (2013) et Malusá et al. (2007). Les deux points blancs sur la carte montrent la localisation des échantillons de notre étude.....	180
Figure V-2 : âges AHe corrigés de l'éjection en fonction de l'eU pour les deux échantillons. Les corrélations âge AHe vs. eU ne sont pas évidentes dans ces deux échantillons.	181

Figure V-3 : Modélisations en approche directe d'histoires thermiques avec HeFTy (Ketcham et al., 2005). Deux compositions chimiques extrêmes ont été utilisées pour les apatites (via le <i>rmr0</i> ; Ketcham et al., 2007). Ces prédictions sont présentées dans le fuseau en grisé qui englobe l'ensemble de la dispersion AHe.....	182
Figure V-4 : Données prédites pour les 4 histoires thermiques testées présentées dans la figure V-3.	182
Figure V-5 : Histoires thermiques tirées de Oukassou et al. (2013) pour la boutonnière de Bou Azzer. Ont été ajoutées en lignes blanches pointillées les possibles corrections à prendre en compte suivant les résultats obtenus (HT4).....	183
Figure V-6 : Modélisations thermiques pour l'échantillon DRAA3. En haut sont utilisées les deux contraintes initiales. La solution est peu stable et le modèle moyen (« expected model ») montre un réchauffement limité après la transition Jurassique/Crétacé. Ensuite, dans la partie basse de la figure, a été ajoutée la contrainte du réchauffement post-Crétacé inférieur, jusque 60°C pour vérifier la possibilité de meilleures prédictions. La solution est plus stable avec des valeurs de LL similaires. ..	184
Figure V-7 : (A) Geodynamic situation of the Atlas in the Western Mediterranean frame (modified from Frizon de Lamotte et al., 2000). (B) Schematic geological map of the studied part of the Atlas orogen and localization of figure V-8. SAF: South Atlas Front; AAMF: Anti-Atlas Major Fault.....	188
Figure V-8 : Structural map of the Imini area, modified after the Geological map of Morocco, scale 1:200,000, sheet Ouarzazate, and Rhalmi (1992). Cross-section is modified after Missenard et al. (2007).	189
Figure V-9 : Locations of the outcrops and cross-sections of this study. The geological map of Fig. V-8 is grayscale in the background. The Imini area has been divided into three structural domains: (1) A southern domain, with a southernmost poorly deformed part and an approximately E-W faulted zone, the Imini Fault Zone, (2) an intermediate domain, the Cretaceous-Tertiary Imini plateau and (3) the SAF zone and the Jurassic "nappe" of Anmter-Tighza (Anm.-Tigh. nappe). Red stars and lines indicate outcrops for each figure. Red dotted line locates the tear-shaped anticline described in section 5.2.2.	193
Figure V-10 : Paleovalleys filled by Miocene-Pliocene formations. (A) The Senonian and Eocene sedimentary cover is dissected by the Miocene-Pliocene formations that lie geometrically coherent with the underlying older ones. (B) View of the infill by Miocene-Pliocene formations inside a paleovalley. (C) Folding of the Senonian to Miocene-Pliocene formations with schematic explanation. Dashed line represents the present erosion profile. Location is indicated in figure V-9.....	195
Figure V-11 : Deformations in the southern domain. (A) Folded Senonian layers over a thrust folding Miocene-Pliocene formations. (B) Folding of CT and "Senonian" formations, south-west of the Imini anticline, location on Fig. V-8. Stereogram is presented with poles from the various stratigraphic planes. Measurements were made all along the curvature, in "Senonian" and CT formations. Pk. Precambrian, CT. Cenomanian-Turonian, S1. Lower portion of the "Senonian", S2. Upper portion of the "Senonian". Location is indicated in figure V-9.	195
Figure V-12 : Imini anticline. (A) View of the Imini fault inside the Imini anticline, at its southern border. (B) Thrust of Infracenomanian/Triassic formations onto Miocene deposits, west of the Imini anticline. Small panorama, view from south. Photographic focus on the thrust, view from east. (C) N/S balanced cross-section inside the Imini anticline (approximately at the location of the photo (A)). Locations are indicated in figure V-9. Bt: Barite.....	196

Figure V-14 : Oblique view from SW in the Tazzoult Oumradou valley (Fig. V-8). Cross-sections are drawn from two ENE-WSW transects to illustrate the drop in elevation from North to South, due to basement faults, with N°110 strikes (see Fig. V-8). Location is indicated in figure V-9.....	197
Figure V-13 : Oblique view from west, North of Tazzoult-Oumradou (GoogleEarth website). A fault cuts across the basement and its Cretaceous cover, duplicating the sedimentary succession. Location is indicated in figure V-9.....	197
Figure V-16 : Eastward cross-section 2. (A) Geological map of the area where the cross-section is realized. Topographic bottom is extracted from GoogleEarth elevation data. (B) Cross-section interpreting the main outcropping features. Under the CT could lie very thin Triassic (see Fig. V-8) and thin “Infracenomanian” formations, but we have no evidences on the outcrops to confirm that. We therefore propose that it mechanically behaves as if the basement directly underlies the CT level. Locations are indicated in figure V-9.....	199
Figure V-15 : Eastward cross-section 1. (A) Interpretative cross-section. (B) Photography of a typical outcrop in the region of the emerging outward ramps. (C) Simple model explaining the geometry between Senonian-Eocene series and MP ones. Location is indicated in figure V-9.....	199
Figure V-17 : « N70° » fold in the sedimentary cover north of the Imini anticline, with comparison to elevation maps. (A) and (B) GoogleEarth and elevation map views of the same fold. For fold (A), N65° (fold 1) and N40° (fold 2) horizontal axes have been calculated, and the major N64° direction compares to the one determined through the building of elevation map (B). (C) Elevation map of the northern limb of the Imini anticline that shows the alternation of wider anticline and syncline than fold in (A) and (B). The grey simplified map of the Imini area shows the locations of the two elevation maps.....	200
Figure V-18 : SAF features in the Tiliouine area. (A) Simplified structural map, overprinted on GoogleEarth view around Tiliouine. See more precise location on Fig. V-9. (B) N-S cross-section 1, in the “folded” western part of the area. (C) Outcrop showing the contact between Ordovician shales and younger series Eocene and MP in age. (D) N-S interpretative cross-section 2, in the faulted eastern part, at the location of (C). (E) Panorama toward the NNW, seated on top of the verticalized Eocene beds.	202
Figure V-19 : Unconformity between Eocene and Miocene-Pliocene formations east of cross-section 2 in figure V-18. Eocene formations are overturned by the SAF in the north that brings the Ordovician shales onto younger units. They are progressively verticalized when they meet the contact with Miocene-Pliocene formations, clearly oblique onto the Eocene channel in the center of the picture. From their part, Miocene-Pliocene formations are then capped by very coarse conglomerates, probably Pliocene or younger in age, that lie horizontally. Location on figure V-9.....	203
Figure V-20 : Anmiter-Tighza Nappe. Interpreted view from the East. Location on figure V-9.....	204
Figure V-21 : Facies of the detrital Upper Eocene formation and schematic log of the Eocene s.l. (the dolomitic level could be Paleocene in age). (A) Stratigraphic log of the southern foreland of the Atlas belt and Ouarzazate Basin (strongly modified from El Harfi et al., 2001). (B) Paleogene stratigraphic log of the Imini area, with the upper detrital member (Aït Arbi/Hadida Formation) where we took the pictures C, D and E. (C) and (D) Conglomerates with pebbles from the lower levels: dolomitic and limestone levels from Paleogene, sandstone from Triassic and Precambrian rhyolite pebbles. (E) Conglomerate with a dolomitic pebble faulted by one of a strike-slip faults system, perpendicular to bedding. These conjugate fault system allows the calculation of a stress tensor (10 data) that we present unfolded with $\sigma_1 = N153^\circ-03^\circ NW$; $\sigma_2 = N31^\circ-84^\circ NE$; $\sigma_3 = N63^\circ-05^\circ SW$. this strike-slip regime	

is compatible with our observations and with the general compressive stress regime at the Atlas scale (Frizon de Lamotte et al., 2000; Bracène and Frizon de Lamotte, 2002).	205
Figure V-22 : Schematic evolution of the Imini region during the various steps of the Atlas orogeny. A paleogeographic map of the Western Mediterranean is provided for each step, adapted from Missenard (2006). Dislocation of the ALKAPECA terrane (Bouillin, 1986) is showed through the evolution of the trench position of the retreating slab, materialized with the bold dashed lines. (A) Late Eocene events. (B) Oligocene-Miocene “quiescent” phase. (C) Middle Miocene phase, corresponding to the “nappes” setting and the occurrence of the uplift related to the lithospheric thinning. Deposition of the detrital Aït Ouglif Formation. (D) Late Miocene “quiescent” phase, with large-scale subsidence. Deposition of the alluvial/palustro-lacustrine Aït Kandoula Formation. (E) Post-Miocene tectonic phase. Extension of the orogenic wedge through the setting of the Imini Fault Zone and activation of the SAF. For each time step, mean positions of the trench are represented for various intervals i.e. (1) 34-23 Ma, (2) 23-16 Ma, (3) 16-11 Ma and from (4) 11 Ma to present.	214
Figure V-23 : Etudes AFT dans le Haut Atlas de Marrakech. Les données proviennent de Missenard et al. (2008) et Balestrieri et al. (2009). Dans la partie haute, une coupe Nord-Sud à travers le Haut Atlas de Marrakech montre les âges AFT projetés pour les deux études avec des boîtes blanches pour les âges AFT de Missenard et al. (2008) et grises pour ceux de Balestrieri et al. (2009). En bas, deux histoires thermiques de Balestrieri et al. (2009).	218
Figure VI-1 : Carte géologique du Bouclier Reguibat présentant toutes les données AFT et AHe (en points blancs) et pour l’Anti-Atlas (points gris). En bas, les âges AFT et AHe sont projetés le long d’une coupe synthétique perpendiculaire à la côte atlantique.	223
Figure VI-2 : Compilation des histoires thermiques obtenues pour le Nord du COA. Les histoires thermiques de l’Anti-Atlas ne sont qu’au nombre de deux mais sont très similaires à celles déjà identifiées (Ruiz et al., 2011 ; Oukassou et al., 2013). Même légende qu’en figure II-1.	224
Figure VI-3 : Profondeur de la discordance hercynienne sur la plateforme saharienne (d’après Craig et al., 2010). La ligne rouge indique la limite des séries triasique et jurassique. Le COA est dénué de ces sédiments et ne préserve que les séries détritiques du Jurassique supérieur(?)/Crétacé inférieur, dans le bassin de Tindouf, le TLDB et le long de la suture panafricaine (carte des figures VI-1,-2). La position des coupes de la figure VI-4 est indiquée.	226
Figure VI-4 : Coupes Nord-Sud dans la plateforme saharienne (localisées sur la fig. VI-3). Tous les traits de couleur indiquent le sommet de la formation. HU : Discordance Hercynienne. Les cercles rouges soulignent les arches de socle.	227
Figure VI-5 : Ecorché géologique du Nord du Sahara montrant les séquences paléozoïques (modifié d’après Craig et al. (2010)). En lignes colorées sont représentées les limites d’extension des dépôts mésozoïques. En violet : le Trias ; en bleu : le Jurassique (marin et continental) ; en vert : le Crétacé inférieur continental (d’après Burollet et Busson, 1983 ; Galmiche, 2012).	228
Figure VI-7 : Taux d’expansion dans l’Atlantique Central Atlantic pendant le Méso-cénozoïque. Les données proviennent des études de Schettino et Turco (2009), Labails et al. (2010) et Kneller et al. (2012).	232
Figure VI-6 : Modélisations numériques de topographie dynamique, utilisant un modèle de convection thermochimique 3D (de Flowers et al., 2012). Le modèle montre deux instants : 330 et 220 Ma. En bas est fournie l’une des modélisations thermiques représentative du craton Slave (de Ault et al., 2013). Le maximum thermique est atteint vers 330 Ma. Ceci est cohérent avec les prédictions du modèle thermochimique (en haut à gauche) tandis que des conditions moins profondes sont atteintes vers 220 Ma (en haut à droite).	232

Figure VI-8 : Carte géologique du Nord-ouest africain (de Frizon de Lamotte et al., 2009). En lignes tiretées rouges sont soulignées les limites des anticlinaux « lithosphériques » et en lignes vertes tieretées, les synclinaux lithosphériques correspondants.	235
Figure VI-9 : Coupes de deux bassins offshore de la marge passive est-américaine, dans le Baltimore Trough Canyon (A1, de Grow et al., 1986) et du Georges Bank Basin (A2 ; de Schlee et Klitgord, 1988). La ligne en bleu foncé sur les coupes indique le sommet de la plateforme carbonatée jurassique.	237
Figure VI-10 : Synthèse des données stratigraphiques dans les bassins conjugués de Nouvelle-Ecosse et du Nord du Maroc (d'après Labails et al., 2010). On remarque les grandes similitudes partagées par ces deux régions jusqu'au Crétacé.....	238
Figure VI-11 : MNT de l'Est de l'Amérique du Nord. Les âges aFT sont indiqués, selon leur gamme d'âge. Cette compilation a été effectuée à partir des données de Crowley (1991), Wang et al. (1994), Boettcher et Milliken (1994), Roden-Tice et al. (2000), Roden-Tice et Wintsch (2002), Grist et Zentilli (2003), Lorencak et al. (2004), Spotila et al. (2004), Roden-Tice et Tice (2005), Taylor et Fitzgerald (2011) et Roden-Tice et al. (2012). En lignes blanches sont localisés les trois profils sur lesquels ont été projetées les données AFT, pour construire la figure VI-12.....	239
Figure VI-12 : Projections des âges AFT selon des profils perpendiculaires à la côte est-américaine et nord-ouest africaine. Les profils sont présentés sur les figures IV-7a (section IV.1.B) pour l'Afrique et VI-11 pour l'Amérique.	240
Figure VI-13 : Geological map of the northwestern WAC (legend are the same than Fig. IV-7b). All data and thermal modelings presented here are from: (1) this study for the Reguibat Shield; (2) for the Moroccan Meseta, from Ghorbal et al. (2008) and Saddiqi et al. (2009); (3) for the Anti-Atlas, from Ruiz et al. (2011), Oukassou et al. (2013) and this study. Thermal modeling for the southern Atlas foothills is from Gouiza and Bertotti (2012) based on Ghorbal (2009) unpub. data. White filled circles correspond to the samples whose thermal modeling are shown.....	241
Figure VI-14 : Carte paléogéographique pour l'Hettangien-Toarcien (de Guiraud et al., 2005). 1. Terre émergée ; 2. Bassin continental ; 3. Plateforme ; 4. Talus et fonds marins ; 5. Magmatisme effusif ; 6. Failles ; 7. Faille normale ; 8. Rift actif ou bassin subsident ; 9. Axe de dépo-centre ; 10. Faille décrochante ; 11. Axe anticlinal ; 12. Chevauchement ; 13. Haut de socle actif ; 14. Ride océanique ; 15. Complexe annulaire alcalin ; 16. Dyke.	244
Figure VI-15 : Paleogeographical map of the northwestern WAC, integrating sedimentary and all LTT results for Berriasian-Barremian times. Numerous fluvial systems fed the deltaic environments on the passive margin of Morocco. The uplift of the whole northwestern WAC is signified by the occurrence of a large-scale mantle anomaly that is overimposed under the map as a grey-shaded area. Reconstruction is based on AUXINI (1969), Faure-Muret and Choubert (1971), Ranke et al. (1982), Hafid (2000), Frizon de Lamotte et al. (2008) and our study.....	247
Figure VI-16 : Carte paléogéographique du Nord du Maroc pendant le Crétacé inférieur (de Frizon de Lamotte et al., 2008)	248
Figure VI-17 : Paleogeographical map of the northern WAC, integrating sedimentary and all LTT results from the Aptian to the early Late Cretaceous; transgressions of Aptian-Albian and Cenomanian-Turonian covered the flattened northwestern WAC that subsided at that time, except the Yetti-Eglab massif in the East of the Reguibat Shield. Reconstruction is based on AUXINI (1969), Ranke et al. (1982), Guiraud et al. (2005) and our study.	250
Figure VI-18 : Paleogeographical map of the northwestern WAC, integrating sedimentary and all LTT results from mid-Late Cretaceous until Cretaceous/Paleogene transition. An epicontinental sea still covered the majority of the northern WAC, but onset of the Africa/Europe convergence is likely to	

have buckled the lithosphere, leading to exhumation of the Reguibat Shield and maybe of the Anti-Atlas (LTT refinements are needed). Reconstruction is based on AUXINI (1969), Ranke et al. (1982), Guiraud et al. (2005) and our study.	251
Figure VI-19 : Cross-section illustrating the tectono-stratigraphical evolution of the northern WAC during the Phanerozoic. Thermal modeling, from left to right, are based on: Saddiqi et al. (2009), the following two from Bertotti and Gouiza (2012) (after Ghorbal, 2009) and the last two from this study.	253
Figure VI-20 : Paleogeographical maps of the northwestern WAC, integrating sedimentary and all LTT results from Early Paleogene to Middle Eocene; the last high-stand sea-level persisted until Middle-Late Eocene (Miller et al., 2005) and the epicontinental sea still covered the majority of the northern WAC. The north of the westernmost part of the Reguibat Shield recorded nonetheless a subsidence at that time (our study). Reconstruction is mostly based on AUXINI (1969), Ranke et al. (1982), Herbig and Trappe (1994), Frizon de Lamotte et al. (2008) and our study.	255
Figure VI-21 : Carte paléogéographique du monde pendant le Jurassique supérieur (de Scotese, 2001)	258
Figure VI-22 : Estimations des longueurs d'ondes des plissements suivant l'âge thermotectonique de la lithosphère (de Cloetingh and Burov, 2011). Les nombres indiquent les différents contextes géologiques étudiés pour estimer ces longueurs d'ondes (figure 3 dans l'étude de Cloetingh and Burov (2011)).	260

Annexes

Annexe 1: Résumé tectono-stratigraphique du COA

Annexe 2: Données AFT pour le Bouclier Reguibat

Annexe 3 : Fiches individuelles des échantillons AFT

Annexe 4: Données AHe pour le Bouclier Reguibat

Annexe 5 : Données supplémentaires – article n°1

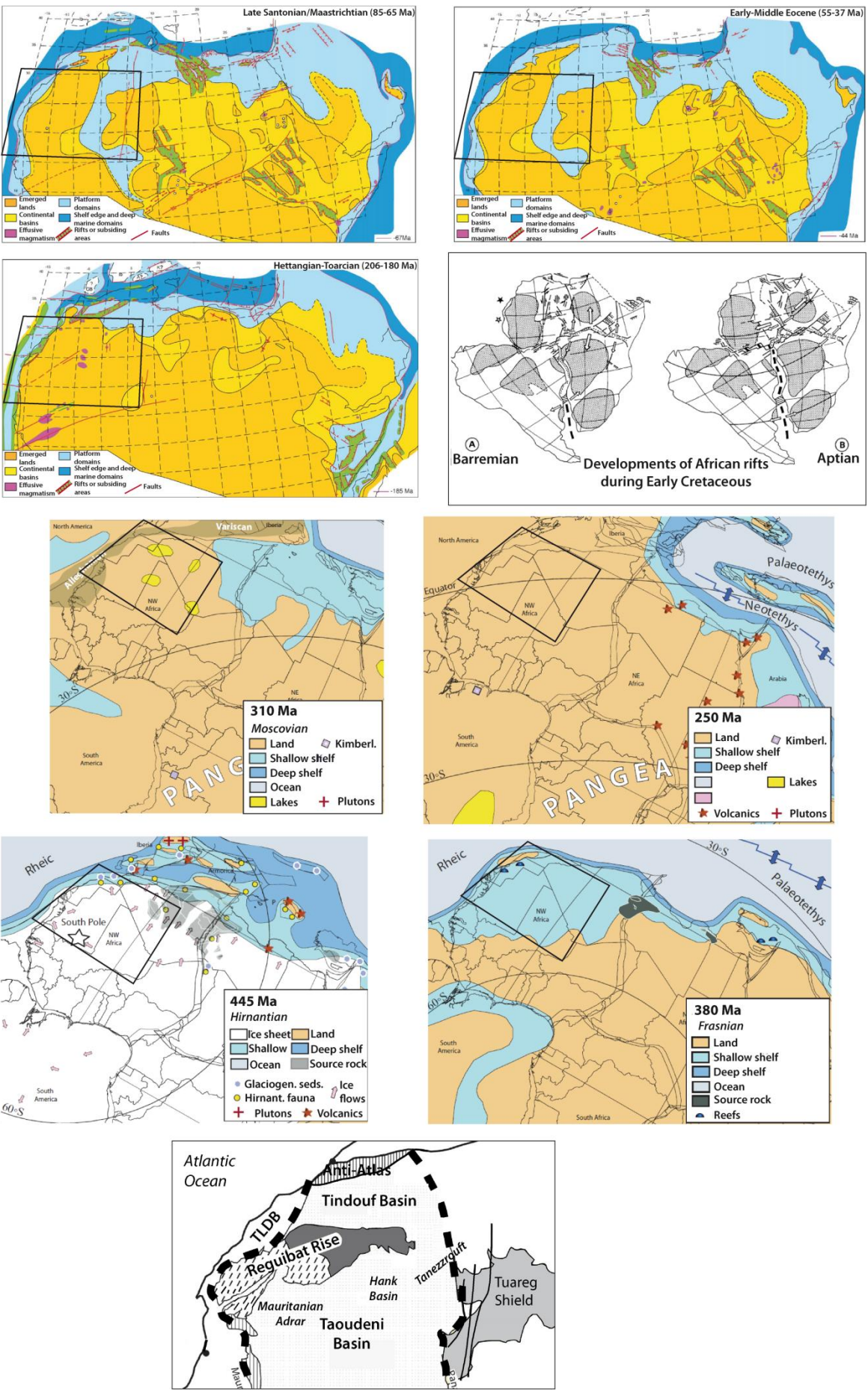
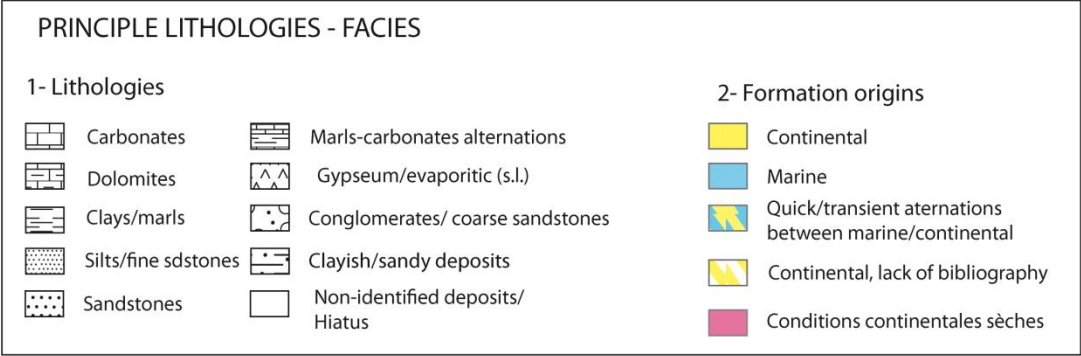
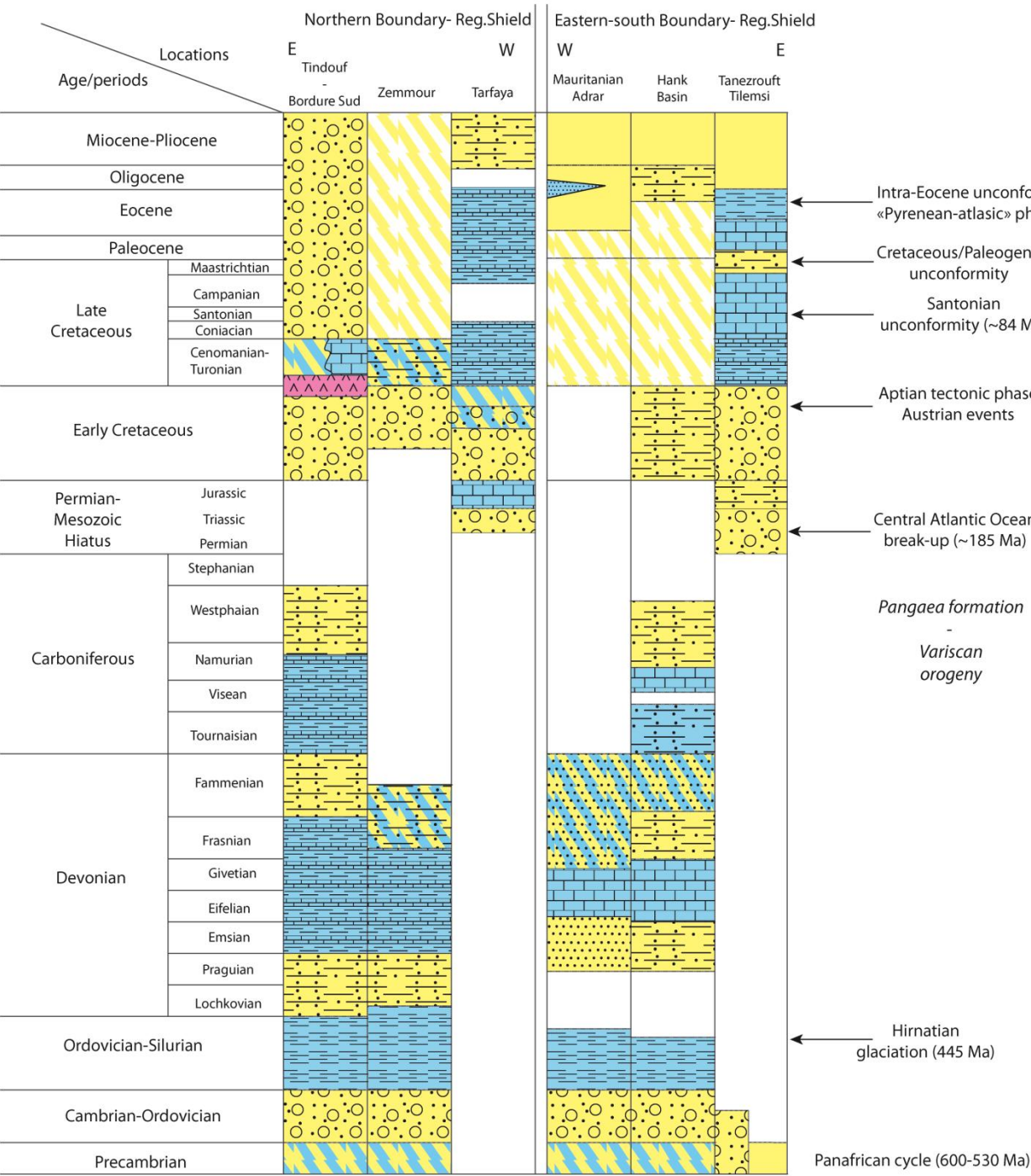
Annexe 6: Rapports isotopiques des datations U-Pb

Annexe 7: Âges U-Pb corrigés (Glitter)

Annex 8: Données TBT pour l'Anti-Atlas

Annexe 9: Article publié dans *Geological Magazine*

Annexe 1: Résumé tectono-stratigraphique du COA



Annexe 2: Données AFT pour le Bouclier Reguibat¹

Reguibat	Central											
Sample	Rock-type	Location	Elevation (m)	ρ_s	ρ_i	ρ_d	P (χ^2) %	Central age (Ma) $\pm 1\sigma$	U (ppm)	MTL (μm) $\pm se$	Std dev.	Dpar
TEN1153	gabbro	10° 30' 36"W 24° 1' 12"N	216	0,759	0,333	6,14 4738	73	256,3 \pm 20,6 -23	7	12,3 \pm 0,22 102	2,3	2,89 \pm 0,29
TEN1185	gabbro	10° 30' 0"W 24° 6' 36"N	236	2,652	1,806	6,07 4738	62	163,3 \pm 9,9 -23	36	12,4 \pm 0,21 101	2,1	1,13 \pm 0,43
TGH3163	granite	9° 52' 48"W 24° 52' 48"N	305	1,546	1,219	5,99 4738	44	138,5 \pm 8,5 -20	25	11,9 \pm 0,18 101	1,8	1,95 \pm 0,12
TGH4072A	granite	9° 43' 12"W 24° 28' 48"N	273	1,784	0,964	5,92 4738	68	198,6 \pm 12,6 -20	20	12,4 \pm 0,15 113	1,6	1,02 \pm 0,11
TGH3111B	granite	9°22'12"W 24° 00'00"N	252	3,246	2,598	6,611 6563	65	150 \pm 8 -20	48	11,9 \pm 0,17 101	1,7	1,63 \pm 0,06
TEN4065	microgranite	10° 1'47.00"W 24°20'23.00"N	258	6,444	4,462	6,595 6563	8	172 \pm 13 -20	82	11,7 \pm 0,33 35	2	2,06 \pm 0,53
AL10	granodiorite	7° 7'5.15"W 26°37'33.06"N	394	1,334	0,866	7,255 6849	63	202 \pm 14 20	15	12 \pm 0,23 49	1,6	1,77 \pm 0,12
YT7	monzogranite	7°20'37.34"W 26°28'59.39"N	384	1,862	1,394	6,825 6849	72	166 \pm 8 20	25	11,4 \pm 0,25 49	1,8	1,60 \pm 0,19

Annexes

Reguibat West

Sample	Rock-type	Location	Elevation (m)	ρ_s	ρ_i	ρ_d	P (χ^2) %	Central age (Ma) $\pm 1\sigma$	U (ppm)	MTL (μm) $\pm se$	Std dev.	Dpar
AOS2	neph. syen.	14°17'W 22°32'N	400	1,1237	1,258	6,61 6528	2	107,2 \pm 8,2 21	23	11,8 \pm 0,24 56	1,8	1,65 \pm 0,27
AOS3	neph. syen.	14°17'W 22°32'N	400	1,899	1,772	6,58 6528	63	128,4 \pm 6,3 21	33	11,9 \pm 0,16 100	1,6	1,65 \pm 0,27
AOS5	neph. syen.	14°17'W 22°32'N	400	1,381	1,308	6,55 6528	1	128,3 \pm 8,1 21	24	11,8 \pm 0,19 92	1,8	1,79 \pm 0,33
SC11	granite	14°21'38"W 22°34'36"N	293	0,85	0,627	6,5 6528	50	160,3 \pm 11,2 21	12	12,1 \pm 0,33 32	1,8	1,75 \pm 0,28
SC12	granite	14°23'00"W 22°35'14"N	292	1,383	1,155	6,47 6528	27	141,1 \pm 7,7 21	22	12,2 \pm 0,17 108	1,8	1,54 \pm 0,22
TCH7	granite	15° 6'37.25"W 21°50'54.88"N	194	0,955	0,889	6,52 6528	27	127,4 \pm 7,7 21	17	9,4 \pm 0,27 37	2	1,60 \pm 0,36
SC5	granite	14°29'38.00"W 22°40'50.00"N	284	1,04	0,839	6,657 6563	< 1	156 \pm 15 20	15	10,7 \pm 0,31 32	1,7	1,63 \pm 0,10
SC9	granite	14°18'56.00"W 22°33'8.00"N	318	1,742	1,549	6,641 6563	< 1	143 \pm 13 20	28	11,2 \pm 0,35 31	1,9	1,70 \pm 0,11
SC15	granite	14°28'52.00"W 22°40'17.00"N	282	0,6	0,425	6,626 6563	10	175 \pm 16 20	8	- -	- -	1,70 \pm 0,12
TAS29	gneiss	15°32'55.96"W 20°59'34.10"N	110	0,743	0,778	6,586 6849	11	115 \pm 6 20	14	12,2 \pm 0,25 51	1,8	1,70 \pm 0,12
AG167	charnockite	13°24'2.07"W 20°42'56.76"N	125	0,218	0,195	6,73 6849	74	137 \pm 12 20	4	- -	- -	1,72 \pm 0,08
AG169	charnockite	13°24'2.07"W	137	0,201	0,207	6,682	93	118 \pm 10	4	-	-	1,54 \pm 0,17

		20°42'56.76"N				6849		20		-	-	
TAS233	volcanite	15°32'55.96"W	110	0,68	0,651	6,634	87	126 ± 7	12	12,5 ± 0,18	1,8	1,63 ± 0,15
		20°59'34.10"N				6849		20		102		

Sample	Rock-type	Location	Elevation (m)	ρ_s	ρ_i	ρ_d	P (χ^2) %	Central age (Ma) $\pm 1\sigma$	U (ppm)	MTL (μm) $\pm se$	Std dev.	Dpar
IG3	rhyolite	6° 9'0.43"W 26° 6'22.40"N	366	0,469	0,149	6,968 6849	84	393 \pm 36 20	3	- -	-	1,66 \pm 0,16
CH1	gabbrodiorite	3°35'36.69"W 25°35'45.94"N	252	1,098	0,454	7,159 6849	6	307 \pm 26 20	8	11,5 \pm 0,21 101	2,1	1,86 \pm 0,19
CH2	gabbrodiorite	3°35'36.69"W 25°35'45.94"N	252	3,105	1,516	7,112 6849	18	264 \pm 21 20	26	12 \pm 0,2 69	1,7	1,99 \pm 0,17
CH3	gabbrodiorite	3°35'36.69"W 25°35'45.94"N	252	1,059	0,426	7,064 6849	86	315 \pm 24 20	7	11,5 \pm 0,29 64	2,3	1,95 \pm 0,18
GH3	trondhjemite	6° 3'54.77"W 25°29'36.53"N	360	1,177	0,41	7,016 6849	6	359 \pm 27 20	7	11,5 \pm 0,19 100	1,9	1,76 \pm 0,16
DEG6	Gabbro	2°57'15.60"W 26° 4'50.02"N	355	2,276	0,701	6,111 6849	46	355 \pm 25 20	12	11,2 \pm 0,41 27	2,1	1,97 \pm 0,11
GH20	Gabbro	6° 0'2.87"W 25°32'51.89"N	350			3012						
TL3	gabbro	3°10'37.45"W 27°21'31.99"N	381	0,818	0,376	6,052 3012	66	237 \pm 21 20	8	-	-	2,12 \pm 0,19

Annexes

¹: ρ – density of tracks with s and i – spontaneous and induced densities in apatites and the mica detector; d – tracks density of the neutron glass monitor (CN5); for p_s , p_i , p_d , are written in italics the number of counted tracks. Densities are expressed in $10^5 t/cm^2$. MTL – mean track length. Values in bracket for central age and MTL are, respectively, the number of single-grain ages and the number of lengths measured. 1σ is the standard deviation. D_{par} corresponds to a kinetic factor determined for each sample (Barbarand et al., 2003). neph. syen.: nephelinic syenite.

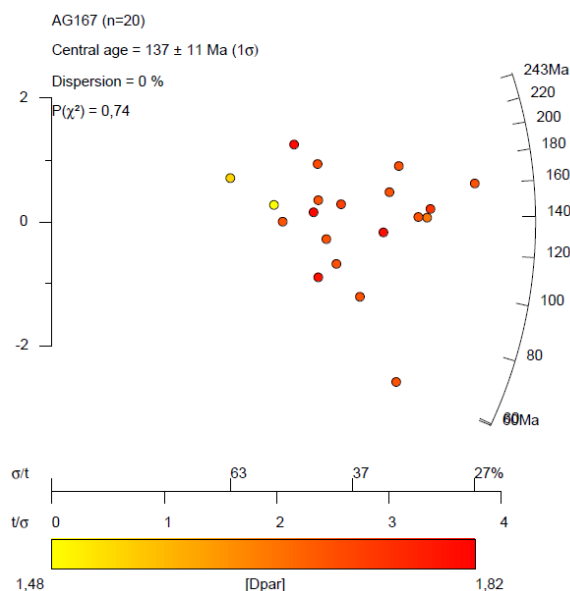
Annexe 3 : Fiches individuelles des échantillons AFT

AG167

N _s	N _i	N _g	ρ _s	ρ _i	U (ppm)	Age	erreur
15	9	56	0,268	0,161	2,9	203	86
24	21	100	0,240	0,210	3,8	140	42
12	10	50	0,240	0,200	3,6	147	63
9	7	48	0,188	0,146	2,6	157	79
14	7	42	0,333	0,167	3,0	243	113
7	4	40	0,175	0,100	1,8	213	134
18	17	100	0,180	0,170	3,1	130	44
10	13	70	0,143	0,186	3,4	95	40
25	21	100	0,250	0,210	3,8	146	43
15	12	70	0,214	0,171	3,1	153	59
13	10	60	0,217	0,167	3,0	159	67
21	16	100	0,210	0,160	2,9	161	54
12	12	80	0,150	0,150	2,7	123	50
14	29	100	0,140	0,290	5,2	60	19
13	18	100	0,130	0,180	3,3	89	32
12	14	80	0,150	0,175	3,2	105	42
24	16	48	0,500	0,333	6,0	183	59
23	20	100	0,230	0,200	3,6	141	43
9	8	40	0,225	0,200	3,6	138	67
33	25	100	0,330	0,250	4,5	162	43

Pooled Age (Ma)	137 ± 12	ρ_d (x10⁵/cm²)	Dpar (μm)
Mean Crystal Age (Ma)	148 ± 43	6,7300	1,72 ± 0,08
Central Age (Ma)	137 ± 12	1,29 %	
χ²	14,8	avec	19 degrés de liberté
P (χ²)	73,7	%	

No length data

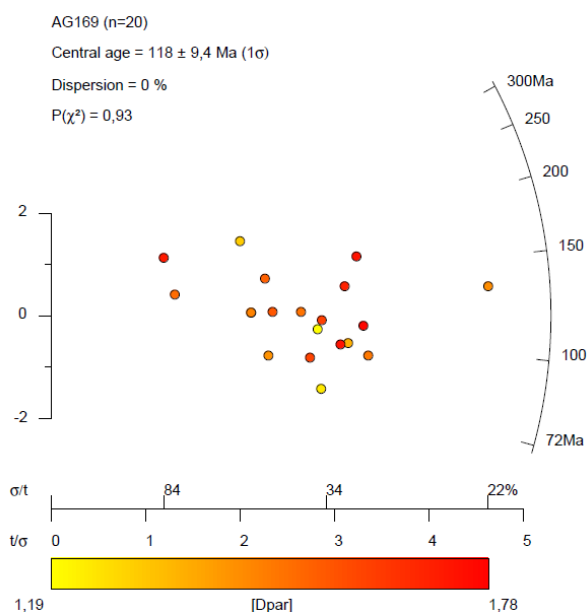


AG169

N _s	N _i	N _g	ρ _s	ρ _i	U (ppm)	Age	erreur
16	17	100	0,160	0,170	3,1	115	40
13	18	100	0,130	0,180	3,3	88	32
9	13	80	0,113	0,163	3,0	85	37
11	11	60	0,183	0,183	3,3	122	52
4	3	60	0,067	0,050	0,9	162	124
20	26	70	0,286	0,371	6,8	94	28
15	17	100	0,150	0,170	3,1	108	38
18	22	100	0,180	0,220	4,0	100	32
9	9	100	0,090	0,090	1,6	122	58
25	18	50	0,500	0,360	6,6	169	52
14	14	40	0,350	0,350	6,4	122	46
13	22	100	0,130	0,220	4,0	72	25
12	6	40	0,300	0,150	2,7	242	121
12	9	30	0,400	0,300	5,5	162	72
21	18	100	0,210	0,180	3,3	142	46
45	41	100	0,450	0,410	7,5	134	29
9	9	50	0,180	0,180	3,3	122	58
5	2	60	0,083	0,033	0,6	301	252
21	23	100	0,210	0,230	4,2	111	34
17	21	100	0,170	0,210	3,8	99	32

Pooled Age (Ma)	118 ± 10	ρ _d (x10 ⁵ /cm ²)	Dpar (μm)
Mean Crystal Age (Ma)	134 ± 55	6,6820	1,54 ± 0,17
Central Age (Ma)	118 ± 10	0,01 %	
χ ²	11,0	avec	19 degrés de liberté
P (χ ²)	92,5	%	

No length data

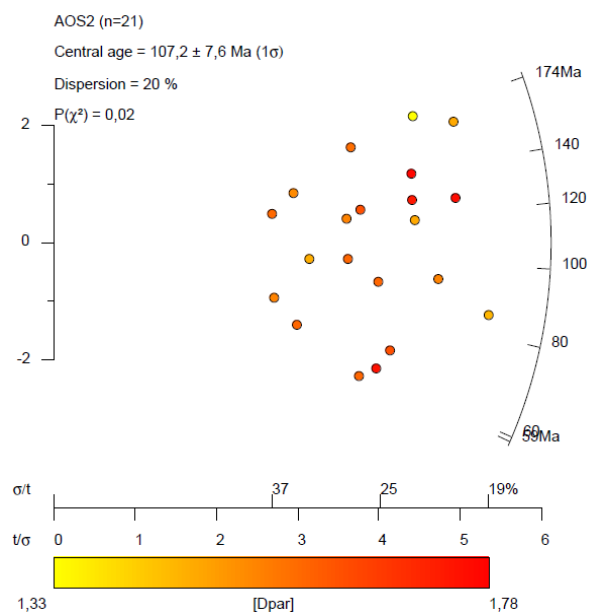
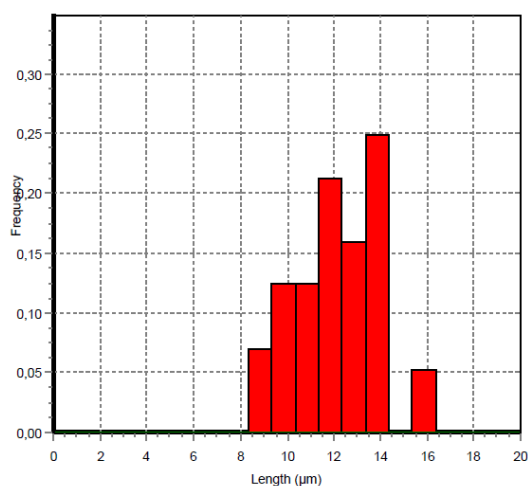


AOS2

N _s	N _i	N _g	ρ _s	ρ _i	U (ppm)	Age	erreur
49	69	36	1,361	1,917	35,3	86	16
50	48	21	2,381	2,286	42,1	125	26
18	22	36	0,500	0,611	11,3	99	31
48	33	24	2,000	1,375	25,3	174	40
39	40	45	0,867	0,889	16,4	117	27
14	25	40	0,350	0,625	11,5	68	23
19	16	50	0,380	0,320	5,9	143	49
57	42	20	2,850	2,100	38,7	163	33
21	43	50	0,420	0,860	15,8	59	16
27	47	25	1,080	1,880	34,6	69	17
40	38	25	1,600	1,520	28,0	127	29
42	36	20	2,100	1,800	33,2	140	32
32	23	30	1,067	0,767	14,1	167	46
24	29	25	0,960	1,160	21,4	100	28
40	51	25	1,600	2,040	37,6	95	20
26	26	15	1,733	1,733	31,9	120	34
12	19	30	0,400	0,633	11,7	76	28
24	46	20	1,200	2,300	42,4	63	16
28	37	15	1,867	2,467	45,4	91	23
15	14	18	0,833	0,778	14,3	129	48
29	28	12	2,417	2,333	43,0	125	33

Pooled Age (Ma)	108 ± 7	ρ_d (x10⁵/cm²)	Dpar* (μm)
Mean Crystal Age (Ma)	111 ± 35	6,6060	1,59 ± 0,11
Central Age (Ma)	107 ± 8	20,49 %	
χ²	34,5	avec	20
P (χ²)	2,3	%	degrés de liberté

Length histogram (n=56)

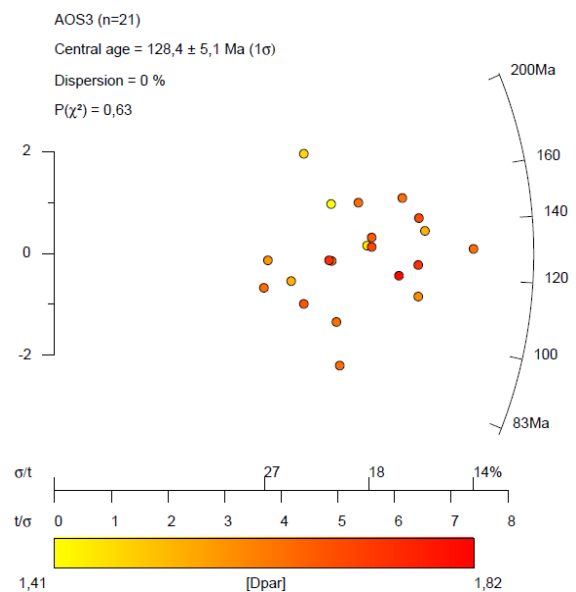
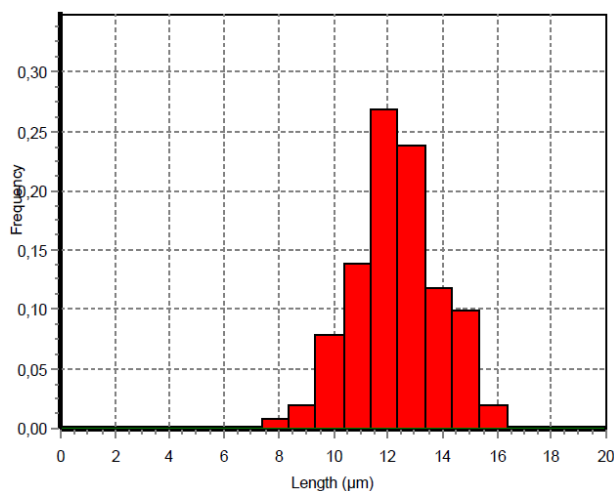


AOS3

N _s	N _i	N _g	ρ _s	ρ _i	U (ppm)	Age	erreur
29	28	40	0,725	0,700	12,9	124	33
49	47	40	1,225	1,175	21,7	125	26
48	46	40	1,200	1,150	21,3	125	26
55	42	18	3,056	2,333	43,2	157	32
92	80	40	2,300	2,000	37,0	138	21
64	58	40	1,600	1,450	26,8	132	24
74	74	36	2,056	2,056	38,0	120	20
66	60	28	2,357	2,143	39,6	132	24
114	105	50	2,280	2,100	38,8	130	18
26	29	25	1,040	1,160	21,5	108	29
86	67	24	3,583	2,792	51,6	154	25
67	59	30	2,233	1,967	36,4	136	25
36	42	20	1,800	2,100	38,8	103	24
45	55	45	1,000	1,222	22,6	98	20
80	85	30	2,667	2,833	52,4	113	18
43	62	30	1,433	2,067	38,2	83	17
52	31	24	2,167	1,292	23,9	200	46
66	51	35	1,886	1,457	27,0	155	29
84	81	30	2,800	2,700	49,9	124	20
91	76	40	2,275	1,900	35,1	143	23
34	36	20	1,700	1,800	33,3	113	27

Pooled Age (Ma)	128 ± 6	ρ_d (x10⁵/cm²)	Dpar* (μm)
Mean Crystal Age (Ma)	129 ± 25	6,5788	1,63 ± 0,10
Central Age (Ma)	128 ± 6	0,20 %	
χ²	17,4	avec	20
P (χ²)	62,6	%	degrés de liberté

Length histogram (n=100)

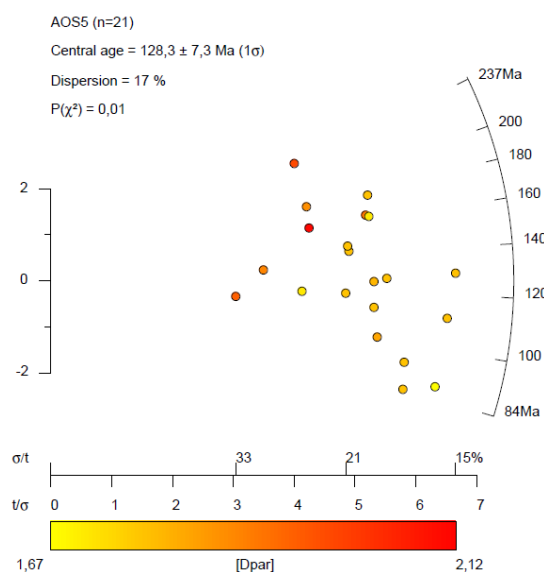
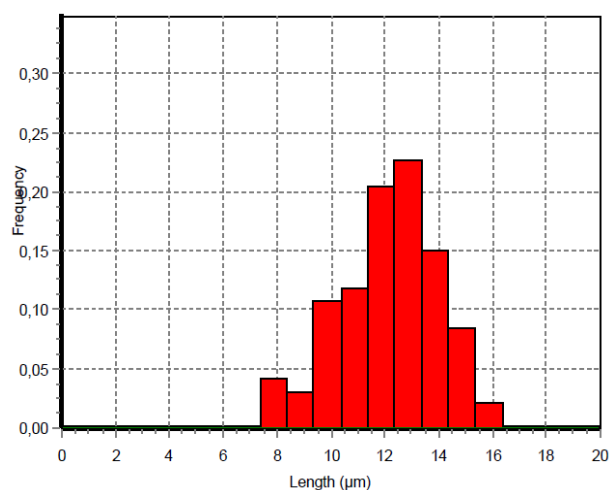


AOS5

N _s	N _i	N _g	ρ _s	ρ _i	U (ppm)	Age	erreur
58	55	30	1,933	1,833	34,1	126	24
53	44	42	1,262	1,048	19,5	144	30
82	88	50	1,640	1,760	32,7	111	17
60	77	80	0,750	0,963	17,9	93	16
43	31	40	1,075	0,775	14,4	165	39
64	46	20	3,200	2,300	42,7	166	32
45	29	30	1,500	0,967	18,0	184	44
65	47	30	2,167	1,567	29,1	165	32
26	23	60	0,433	0,383	7,1	135	39
55	58	40	1,375	1,450	26,9	113	22
69	94	50	1,380	1,880	34,9	88	14
68	45	20	3,400	2,250	41,8	180	35
53	63	64	0,828	0,984	18,3	101	19
48	24	30	1,600	0,800	14,9	237	60
47	47	42	1,119	1,119	20,8	119	25
92	85	42	2,190	2,024	37,6	129	20
34	34	21	1,619	1,619	30,1	119	29
18	19	50	0,360	0,380	7,1	113	37
63	59	20	3,150	2,950	54,8	127	23
57	81	54	1,056	1,500	27,9	84	15
53	43	20	2,650	2,150	39,9	147	30

Pooled Age (Ma)	126 ± 6	ρ _d (x10 ⁵ /cm ²)	Dpar* (μm)
Mean Crystal Age (Ma)	136 ± 37	6,5516	1,83 ± 0,11
Central Age (Ma)	128 ± 8	16,88 %	
χ ²	36,1	avec	20
P (χ ²)	1,5 %		degrés de liberté

Length histogram (n=92)

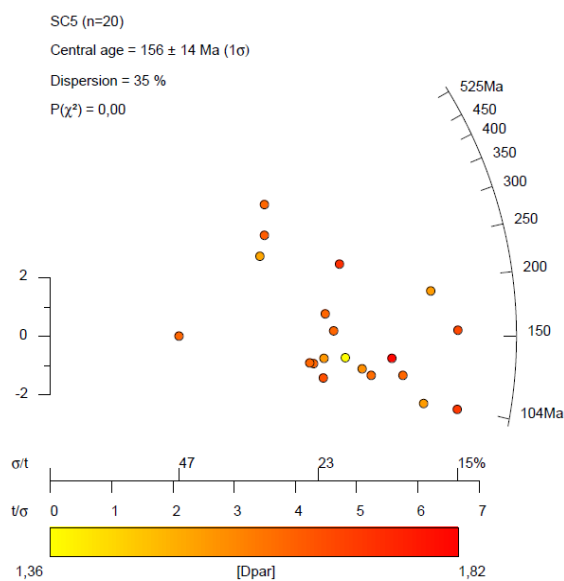
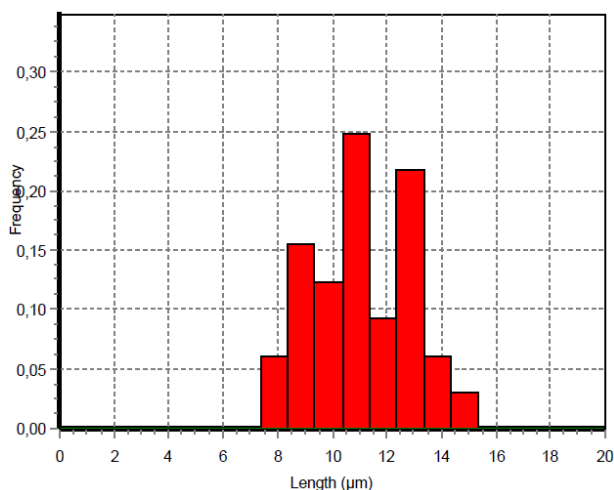


SC5

N _s	N _i	N _g	ρ _s	ρ _i	U (ppm)	Age	erreur
44	16	40	1,100	0,400	7,3	329	96
10	8	32	0,313	0,250	4,6	151	72
52	52	40	1,300	1,300	23,8	121	24
53	16	50	1,060	0,320	5,9	394	113
65	60	100	0,650	0,600	11,0	131	24
67	15	40	1,675	0,375	6,9	526	151
48	45	45	1,067	1,000	18,3	129	27
38	42	40	0,950	1,050	19,2	110	25
49	38	40	1,225	0,950	17,4	156	34
54	56	42	1,286	1,333	24,4	117	23
37	37	40	0,925	0,925	16,9	121	28
69	33	35	1,971	0,943	17,2	251	54
69	81	80	0,863	1,013	18,5	104	17
41	39	80	0,513	0,488	8,9	128	29
36	36	50	0,720	0,720	13,2	121	29
82	96	100	0,820	0,960	17,6	104	16
50	34	24	2,083	1,417	25,9	178	40
100	63	80	1,250	0,788	14,4	192	31
66	67	30	2,200	2,233	40,8	120	21
101	79	100	1,010	0,790	14,4	155	24

Pooled Age (Ma)	151 ± 8	ρ_d (x10⁵/cm²)	Dpar* (μm)
Mean Crystal Age (Ma)	182 ± 111	6,6570	1,77 ± 0,09
Central Age (Ma)	156 ± 15	35,13 %	
χ²	74,6	avec 19	degrés de liberté
P (χ²)	0,0	%	

Length histogram (n=32)

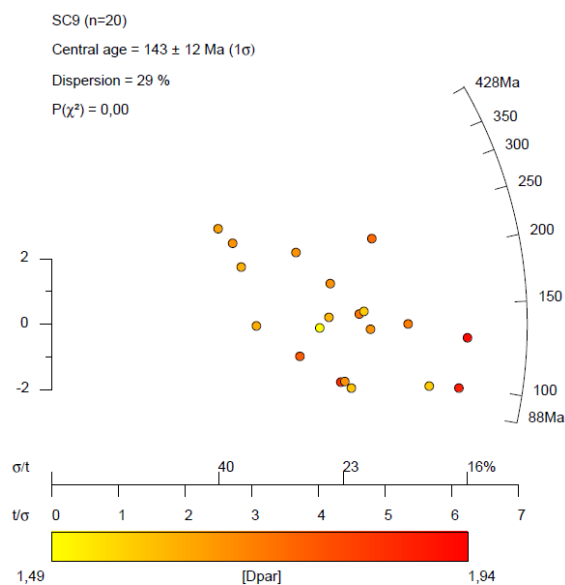
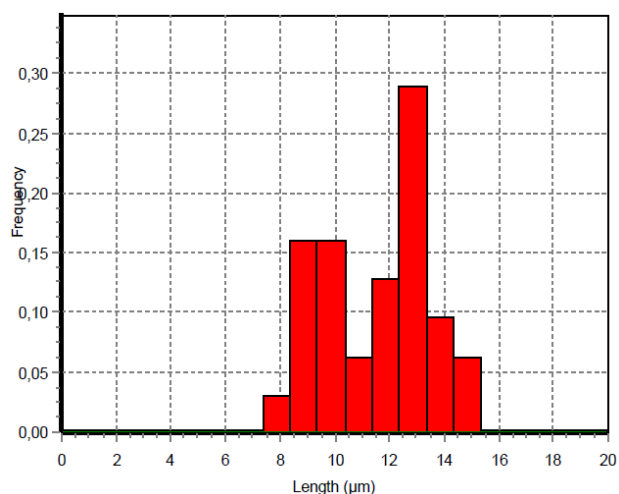


SC9

N _s	N _i	N _g	ρ _s	ρ _i	U (ppm)	Age	erreur
25	12	12	2,083	1,000	18,3	250	88
34	31	24	1,417	1,292	23,7	133	33
28	10	20	1,400	0,500	9,2	334	123
47	39	20	2,350	1,950	35,7	146	32
58	72	40	1,450	1,800	33,0	98	17
35	48	20	1,750	2,400	44,0	89	20
26	30	50	0,520	0,600	11,0	105	28
80	76	35	2,286	2,171	39,8	127	21
68	83	36	1,889	2,306	42,3	99	17
49	40	30	1,633	1,333	24,4	148	32
68	35	35	1,943	1,000	18,3	233	49
38	32	12	3,167	2,667	48,9	144	35
48	44	15	3,200	2,933	53,8	132	28
20	18	12	1,667	1,500	27,5	134	44
29	8	12	2,417	0,667	12,2	429	172
41	20	18	2,278	1,111	20,4	246	67
33	44	40	0,825	1,100	20,2	91	21
61	54	20	3,050	2,700	49,5	137	26
34	45	30	1,133	1,500	27,5	92	21
44	29	16	2,750	1,813	33,2	183	44

Pooled Age (Ma)	136 ± 8	ρ_d (x10⁵/cm²)	Dpar* (μm)
Mean Crystal Age (Ma)	168 ± 89	6,6410	1,70 ± 0,11
Central Age (Ma)	142 ± 13	29,41 %	
χ²	52,0	avec	19
P (χ²)	0,0	%	degrés de liberté

Length histogram (n=31)

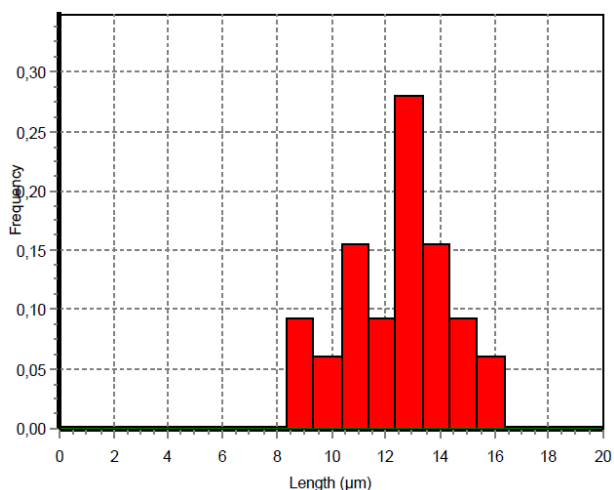


SC11

N _s	N _i	N _g	ρ _s	ρ _i	U (ppm)	Age	erreur
38	25	60	0,633	0,417	7,8	179	46
20	13	21	0,952	0,619	11,6	181	65
23	12	30	0,767	0,400	7,5	225	80
20	13	28	0,714	0,464	8,7	181	65
24	30	32	0,750	0,938	17,6	95	26
11	5	32	0,344	0,156	2,9	258	139
30	23	25	1,200	0,920	17,2	154	43
22	15	40	0,550	0,375	7,0	173	58
43	18	40	1,075	0,450	8,4	279	79
21	10	30	0,700	0,333	6,2	246	95
39	31	30	1,300	1,033	19,4	149	36
55	51	35	1,571	1,457	27,3	128	25
62	54	42	1,476	1,286	24,1	136	26
21	19	30	0,700	0,633	11,9	131	42
21	19	30	0,700	0,633	11,9	131	42
14	8	24	0,583	0,333	6,2	206	91
20	11	15	1,333	0,733	13,7	214	80
37	22	50	0,740	0,440	8,2	198	54
30	31	45	0,667	0,689	12,9	115	30
19	17	30	0,633	0,567	10,6	132	44
34	19	42	0,810	0,452	8,5	210	61

Pooled Age (Ma)	160 ± 11	ρ _d (x10 ⁵ /cm ²)	Dpar* (μm)
Mean Crystal Age (Ma)	177 ± 50	6,4973	1,76 ± 0,12
Central Age (Ma)	160 ± 11	5,56	%
χ ²	19,3	avec	20
P (χ ²)	50,0	%	degrés de liberté

Length histogram (n=32)

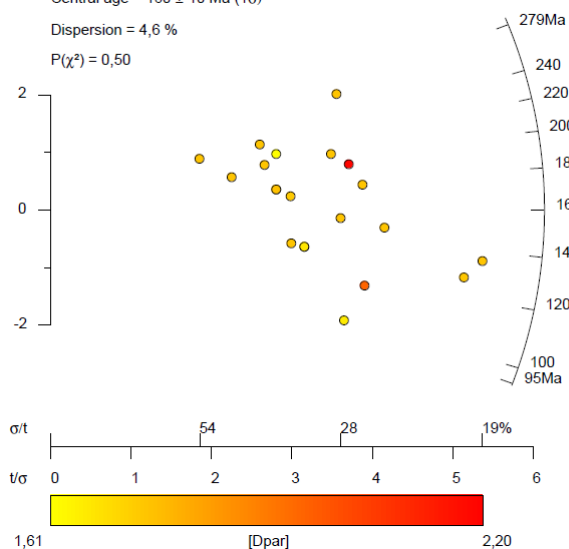


SC11 (n=21)

Central age = 160 ± 10 Ma (1σ)

Dispersion = 4,6 %

P(χ²) = 0,50

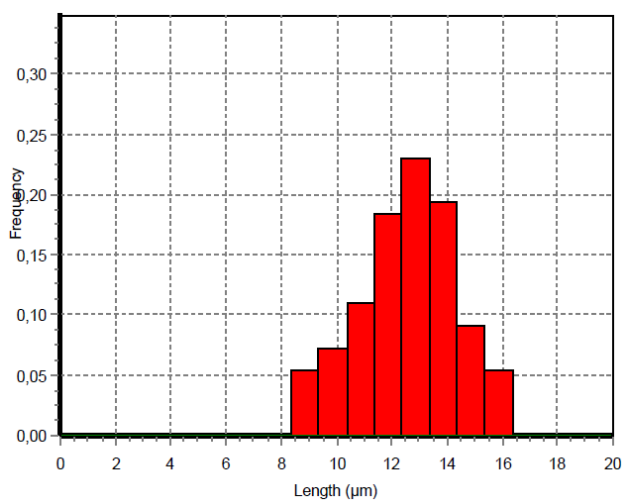


SC12

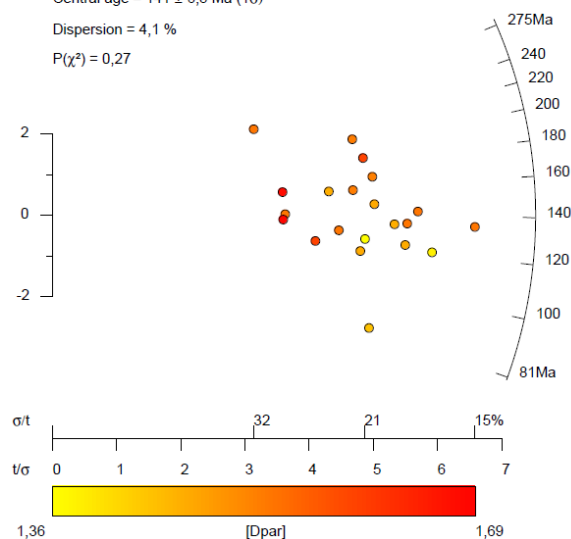
N _s	N _i	N _g	ρ _s	ρ _i	U (ppm)	Age	erreur
29	24	30	0,967	0,800	15,0	142	39
46	46	30	1,533	1,533	28,8	118	25
49	46	20	2,450	2,300	43,3	126	26
61	42	32	1,906	1,313	24,7	171	35
34	33	35	0,971	0,943	17,7	122	30
42	38	20	2,100	1,900	35,7	130	29
72	59	30	2,400	1,967	37,0	144	26
28	24	40	0,700	0,600	11,3	137	38
71	69	50	1,420	1,380	26,0	121	21
44	32	30	1,467	1,067	20,1	162	38
61	38	35	1,743	1,086	20,4	188	39
57	45	24	2,375	1,875	35,3	149	30
33	14	28	1,179	0,500	9,4	275	88
93	81	100	0,930	0,810	15,2	135	21
61	34	40	1,525	0,850	16,0	210	45
31	22	40	0,775	0,550	10,3	166	46
62	59	45	1,378	1,311	24,7	124	23
61	53	30	2,033	1,767	33,2	136	26
52	38	40	1,300	0,950	17,9	161	35
66	57	50	1,320	1,140	21,4	136	25
41	60	42	0,976	1,429	26,9	81	17

Pooled Age (Ma)	141 ± 7	ρ_d (x10⁵/cm²)	Dpar* (μm)
Mean Crystal Age (Ma)	149 ± 40	6,4701	1,52 ± 0,08
Central Age (Ma)	141 ± 8	4,90 %	
χ ²	23,4	avec	20
P (χ ²)	27,1	%	degrés de liberté

Length histogram (n=108)



SC12 (n=21)
 Central age = 141 ± 6,5 Ma (1σ)
 Dispersion = 4,1 %
 P(χ²) = 0,27

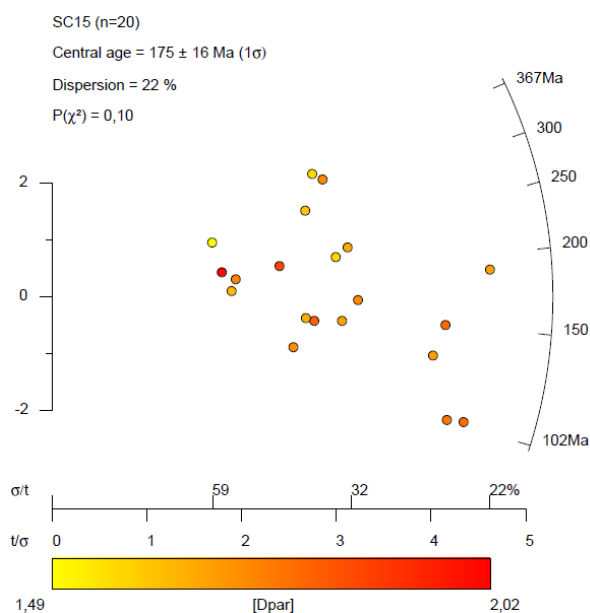


SC15

N _s	N _i	N _g	ρ _s	ρ _i	U (ppm)	Age	erreur
55	35	25	2,200	1,400	25,7	189	41
16	9	28	0,571	0,321	5,9	213	89
17	14	28	0,607	0,500	9,2	146	53
25	10	18	1,389	0,556	10,2	298	112
10	4	20	0,500	0,200	3,7	298	177
39	31	100	0,390	0,310	5,7	152	37
35	41	30	1,167	1,367	25,1	103	24
9	5	12	0,750	0,417	7,7	216	121
10	6	40	0,250	0,150	2,8	200	104
31	10	40	0,775	0,250	4,6	368	134
21	17	60	0,350	0,283	5,2	149	49
34	31	50	0,680	0,620	11,4	132	33
16	13	60	0,267	0,217	4,0	148	56
32	38	30	1,067	1,267	23,3	102	25
25	18	70	0,357	0,257	4,7	167	52
32	11	36	0,889	0,306	5,6	346	121
28	15	30	0,933	0,500	9,2	224	72
25	14	60	0,417	0,233	4,3	214	72
9	6	16	0,563	0,375	6,9	180	95
13	13	50	0,260	0,260	4,8	121	48

Pooled Age (Ma)	170 ± 13	ρ _d (x10 ⁵ /cm ²)	Dpar* (μm)
Mean Crystal Age (Ma)	199 ± 77	6,6260	1,72 ± 0,12
Central Age (Ma)	175 ± 16	22,36 %	
χ ²	27,0	avec	19
P (χ ²)	10,4	%	degrés de liberté

No length data

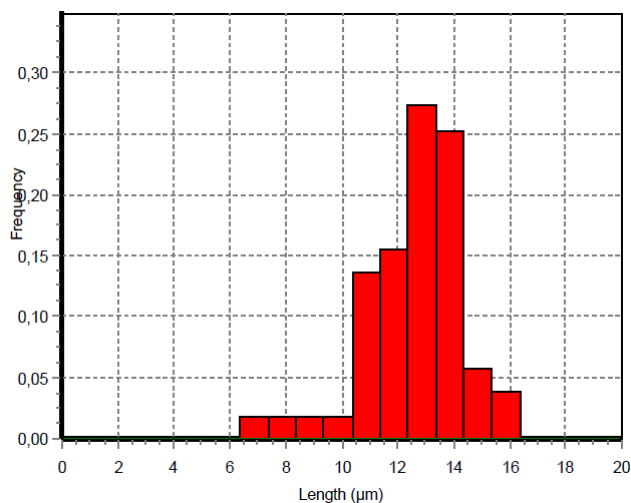


TAS29

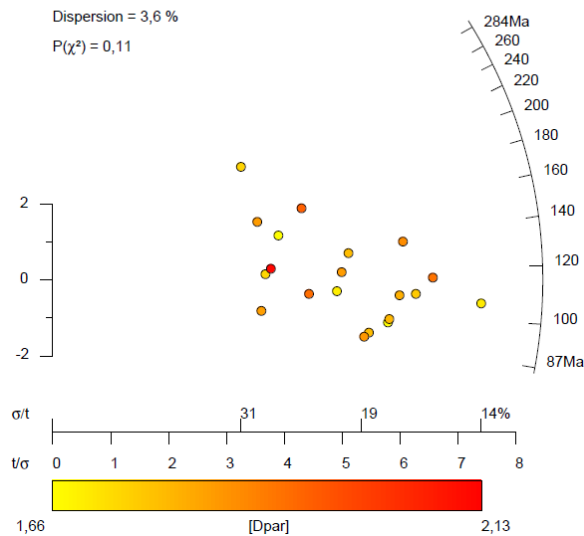
N _s	N _i	N _g	ρ _s	ρ _i	U (ppm)	Age	erreur
55	50	100	0,550	0,500	9,2	132	26
68	76	100	0,680	0,760	14,0	108	18
75	83	100	0,750	0,830	15,3	109	18
35	27	50	0,700	0,540	10,0	155	40
50	50	54	0,926	0,926	17,1	120	24
27	27	50	0,540	0,540	10,0	120	33
31	21	50	0,620	0,420	7,8	177	50
103	117	70	1,471	1,671	30,9	106	15
85	88	100	0,850	0,880	16,3	116	18
36	15	30	1,200	0,500	9,2	285	88
52	70	100	0,520	0,700	12,9	89	17
29	28	45	0,644	0,622	11,5	124	33
46	51	70	0,657	0,729	13,5	108	22
23	30	40	0,575	0,750	13,9	92	26
60	76	50	1,200	1,520	28,1	95	17
61	76	90	0,678	0,844	15,6	97	17
78	69	100	0,780	0,690	12,8	136	23
37	42	40	0,925	1,050	19,4	106	24
46	31	70	0,657	0,443	8,2	177	42
50	69	100	0,500	0,690	12,8	87	16

Pooled Age (Ma)	115 ± 6	ρ _d (x10 ⁵ /cm ²)	Dpar* (μm)
Mean Crystal Age (Ma)	127 ± 45	6,5860	1,82 ± 0,11
Central Age (Ma)	115 ± 6	5,17 %	
χ ²	26,7	avec	19
P (χ ²)	11,1	%	degrés de liberté

Length histogram (n=51)



TAS29 (n=20)
 Central age = 114,9 ± 5,1 Ma (1σ)
 Dispersion = 3,6 %
 P(χ²) = 0,11

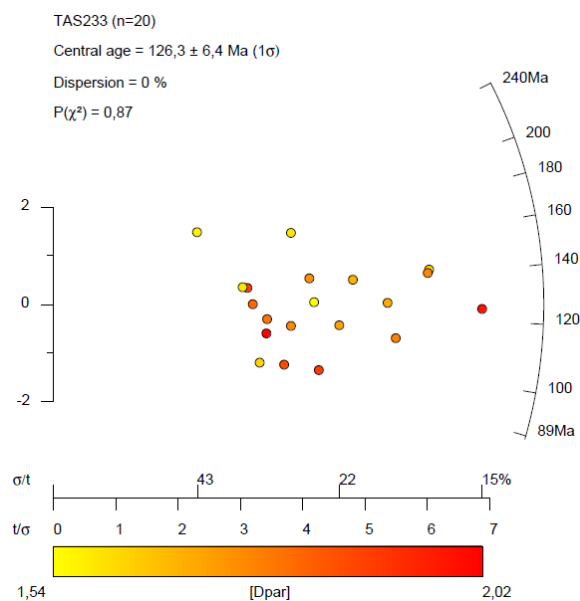
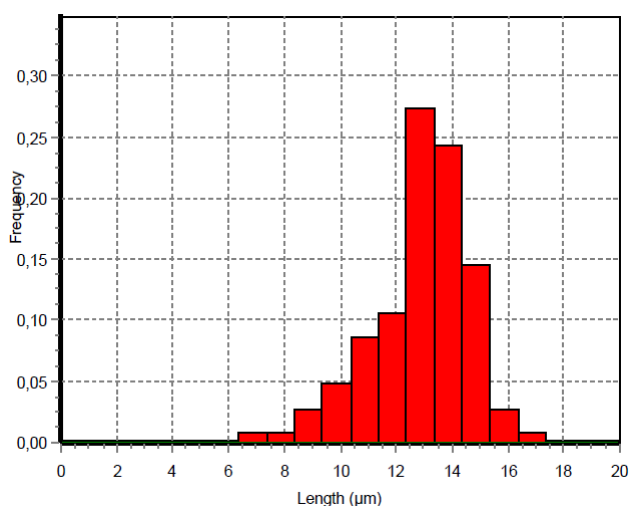


TAS233

N _s	N _i	N _g	ρ _s	ρ _i	U (ppm)	Age	erreur
23	24	50	0,460	0,480	8,8	116	34
21	18	40	0,525	0,450	8,3	141	45
96	93	100	0,960	0,930	17,1	125	19
32	42	42	0,762	1,000	18,3	92	22
59	56	100	0,590	0,560	10,3	127	24
37	31	40	0,925	0,775	14,2	144	35
24	32	30	0,800	1,067	19,6	91	25
22	25	50	0,440	0,500	9,2	107	31
20	17	30	0,667	0,567	10,4	142	47
41	43	60	0,683	0,717	13,1	115	25
37	24	70	0,529	0,343	6,3	186	49
36	34	100	0,360	0,340	6,2	128	31
58	63	100	0,580	0,630	11,6	111	21
16	8	40	0,400	0,200	3,7	240	104
28	30	40	0,700	0,750	13,8	113	30
79	67	50	1,580	1,340	24,6	142	24
78	67	100	0,780	0,670	12,3	141	24
19	26	40	0,475	0,650	11,9	89	27
50	43	60	0,833	0,717	13,1	141	29
21	20	30	0,700	0,667	12,2	127	40

Pooled Age (Ma)	126 ± 7	ρ _d (x10 ⁵ /cm ²)	Dpar* (μm)
Mean Crystal Age (Ma)	131 ± 34	6,6340	1,76 ± 0,14
Central Age (Ma)	126 ± 7	0,01 %	
χ ²	12,4	avec	19
P (χ ²)	86,9 %		degrés de liberté

Length histogram (n=102)

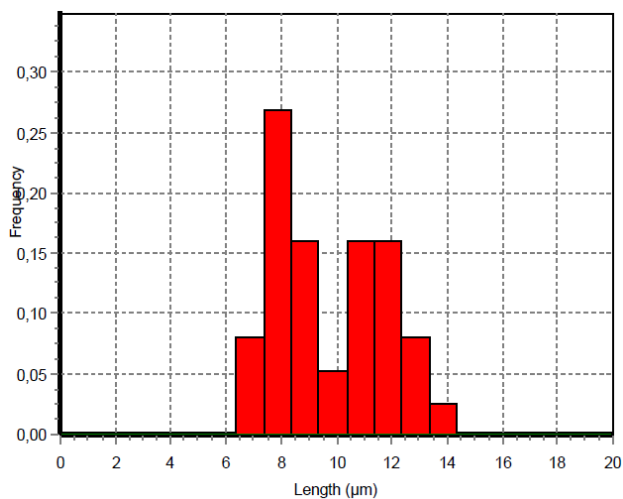


TCH7

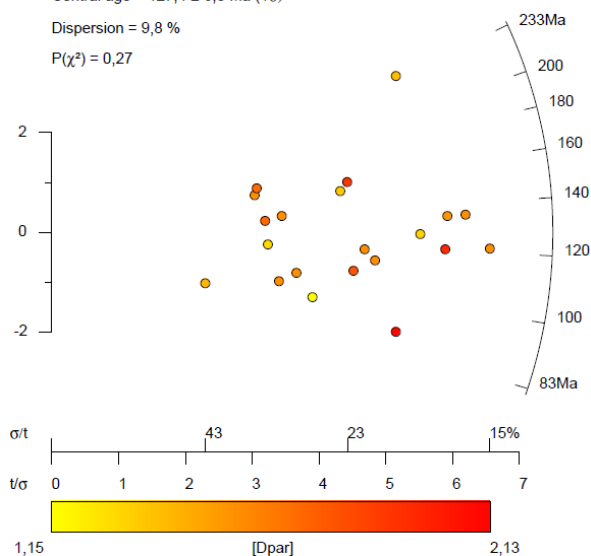
N _s	N _i	N _g	ρ _s	ρ _i	U (ppm)	Age	erreur
70	69	70	1,000	0,986	18,4	121	21
21	26	40	0,525	0,650	12,1	96	28
46	63	30	1,533	2,100	39,2	87	17
25	29	40	0,625	0,725	13,5	103	28
44	44	70	0,629	0,629	11,7	119	26
87	85	100	0,870	0,850	15,9	122	19
46	48	40	1,150	1,200	22,4	114	24
79	40	50	1,580	0,800	14,9	233	46
75	66	70	1,071	0,943	17,6	135	23
82	72	30	2,733	2,400	44,8	135	22
46	34	1	46,000	34,000	634,2	160	37
22	19	30	0,733	0,633	11,8	138	43
63	59	49	1,286	1,204	22,5	127	23
22	16	45	0,489	0,356	6,6	163	54
39	43	30	1,300	1,433	26,7	108	24
43	33	40	1,075	0,825	15,4	155	36
21	21	25	0,840	0,840	15,7	119	37
23	16	49	0,469	0,327	6,1	170	56
26	22	30	0,867	0,733	13,7	140	41
27	35	50	0,540	0,700	13,1	92	24
9	13	70	0,129	0,186	3,5	83	36

Pooled Age (Ma)	128 ± 7	ρ _d (x10 ⁵ /cm ²)	Dpar* (μm)
Mean Crystal Age (Ma)	130 ± 34	6,5240	1,74 ± 0,22
Central Age (Ma)	127 ± 10	9,71 %	
χ ²	23,3	avec	20
P (χ ²)	27,4	%	degrés de liberté

Length histogram (n=37)



TCH7 (n=21)
 Central age = 127,4 ± 6,8 Ma (1σ)
 Dispersion = 9,8 %
 P(χ²) = 0,27

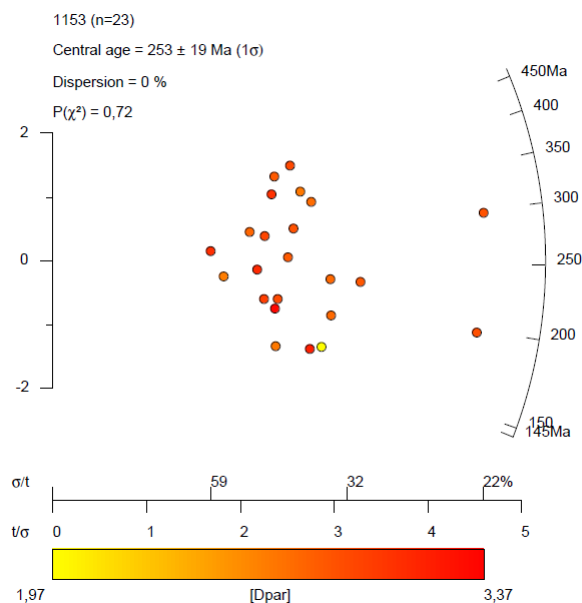
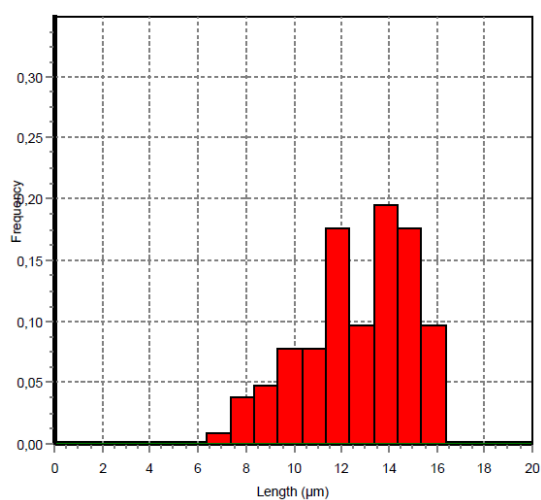


TEN1153

N _s	N _i	N _g	ρ _s	ρ _i	U (ppm)	Age	erreur
18	13	25	0,720	0,520	10,3	155	57
32	10	25	1,280	0,400	7,9	352	128
10	5	25	0,400	0,200	4,0	222	122
33	8	50	0,660	0,160	3,2	451	178
27	13	30	0,900	0,433	8,6	231	78
28	7	25	1,120	0,280	5,5	438	185
24	14	35	0,686	0,400	7,9	191	65
31	9	25	1,240	0,360	7,1	378	144
14	8	25	0,560	0,320	6,3	195	87
78	29	100	0,780	0,290	5,7	297	65
33	16	25	1,320	0,640	12,7	229	70
15	7	25	0,600	0,280	5,5	238	109
13	10	25	0,520	0,400	7,9	145	61
25	9	25	1,000	0,360	7,1	307	120
17	6	25	0,680	0,240	4,8	313	149
19	7	25	0,760	0,280	5,5	300	133
10	4	25	0,400	0,160	3,2	277	164
16	9	25	0,640	0,360	7,1	198	83
15	9	25	0,600	0,360	7,1	186	79
21	9	25	0,840	0,360	7,1	259	103
20	14	25	0,800	0,560	11,1	160	56
25	7	25	1,000	0,280	5,5	392	168
57	32	100	0,570	0,320	6,3	199	44

Pooled Age (Ma)	253 ± 20	ρ_d (x10⁵/cm²)	Dpar* (μm)
Mean Crystal Age (Ma)	266 ± 89	6,1460	2,92 ± 0,27
Central Age (Ma)	256 ± 21	0,55 %	
χ²	17,7	avec	22
P (χ²)	72,5	%	degrés de liberté

Length histogram (n=102)

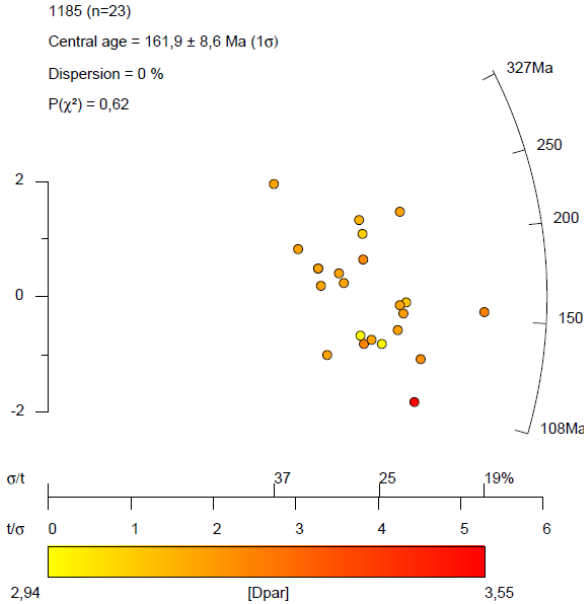
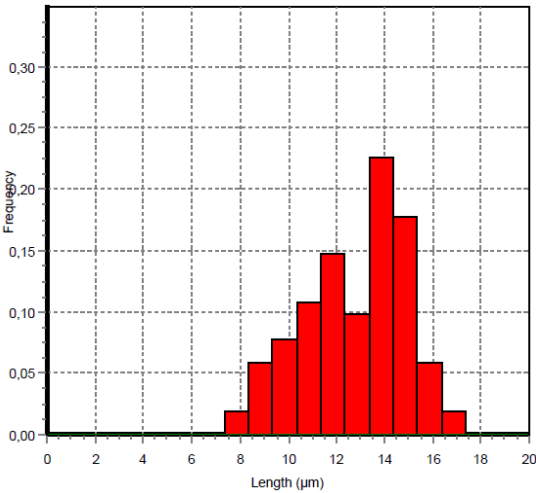


TEN1185

N _s	N _i	N _g	ρ _s	ρ _i	U (ppm)	Age	erreur
46	32	15	3,067	2,133	42,8	159	37
41	32	15	2,733	2,133	42,8	142	34
67	48	25	2,680	1,920	38,5	154	29
43	22	15	2,867	1,467	29,4	215	57
40	23	15	2,667	1,533	30,7	192	50
28	18	15	1,867	1,200	24,1	172	52
44	31	15	2,933	2,067	41,4	157	37
32	26	15	2,133	1,733	34,8	136	36
32	27	15	2,133	1,800	36,1	131	34
44	21	15	2,933	1,400	28,1	230	61
36	30	15	2,400	2,000	40,1	133	33
44	38	15	2,933	2,533	50,8	128	29
29	17	15	1,933	1,133	22,7	188	58
44	32	15	2,933	2,133	42,8	152	36
39	40	15	2,600	2,667	53,5	108	25
56	27	15	3,733	1,800	36,1	228	54
34	28	10	3,400	2,800	56,1	134	34
30	10	10	3,000	1,000	20,0	327	120
33	20	10	3,300	2,000	40,1	182	52
27	14	10	2,700	1,400	28,1	212	70
29	17	15	1,933	1,133	22,7	188	58
24	22	10	2,400	2,200	44,1	121	36
33	21	15	2,200	1,400	28,1	173	49

Pooled Age (Ma)		162 ± 10		ρ _d (x10 ⁵ /cm ²)		Dpar* (μm)	
Mean Crystal Age (Ma)		172 ± 48		6,0700		3,16 ± 0,11	
Central Age (Ma)		163 ± 10		1,19 %			
χ ²	19,5	avec	22	degrés de liberté			
P (χ ²)	61,7	%					

Length histogram (n=101)

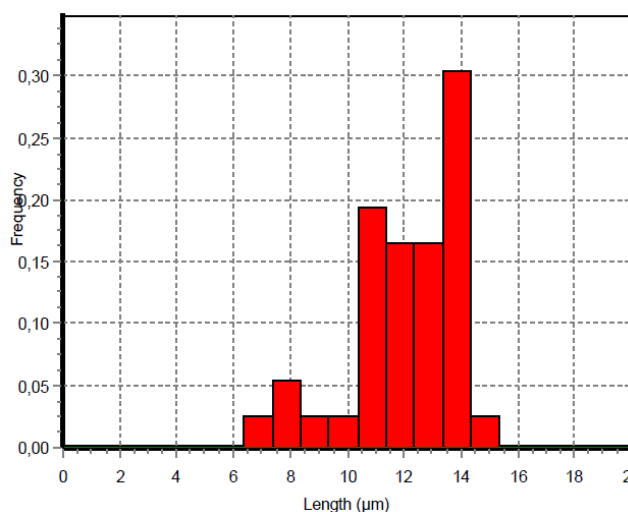


TEN4065

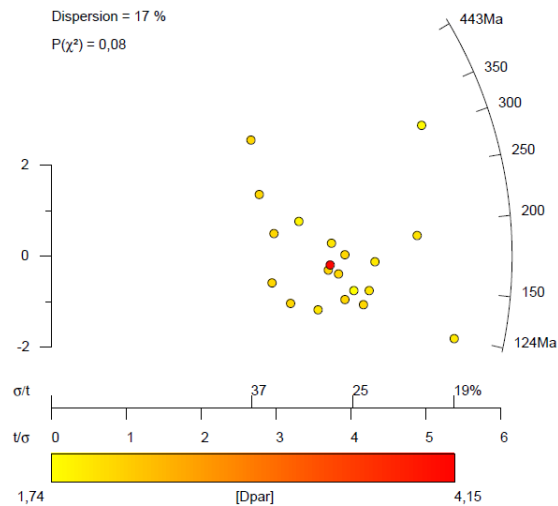
N _s	N _i	N _g	ρ _s	ρ _i	U (ppm)	Age	erreur
32	24	4	8,000	6,000	110,7	160	43
31	17	3	10,333	5,667	104,6	218	66
45	32	4	11,250	8,000	147,6	169	39
36	23	3	12,000	7,667	141,5	187	50
36	30	4	9,000	7,500	138,4	144	36
19	16	4	4,750	4,000	73,8	143	49
88	34	6	14,667	5,667	104,6	307	63
59	57	9	6,556	6,333	116,9	124	23
62	39	6	10,333	6,500	119,9	190	39
26	25	4	6,500	6,250	115,3	125	35
33	24	4	8,250	6,000	110,7	165	44
40	33	4	10,000	8,250	152,2	146	34
33	29	4	8,250	7,250	133,8	137	35
24	14	2	12,000	7,000	129,2	205	69
37	33	4	9,250	8,250	152,2	135	32
34	26	4	8,500	6,500	119,9	157	41
26	11	25	1,040	0,440	8,1	281	101
34	9	15	2,267	0,600	11,1	443	167
21	20	2	10,500	10,000	184,5	126	40
38	26	6	6,333	4,333	80,0	175	45

Pooled Age (Ma)	173 ± 11	ρ _d (x10 ⁵ /cm ²)	Dpar* (μm)
Mean Crystal Age (Ma)	187 ± 78	6,5950	2,15 ± 0,49
Central Age (Ma)	173 ± 13	17,02 %	
χ ²	28,2	avec	19 degrés de liberté
P (χ ²)	8,0 %		

Length histogram (n=35)



4065 (n=20)
Central age = 173 ± 12 Ma (1σ)
Dispersion = 17 %
P(χ²) = 0,08

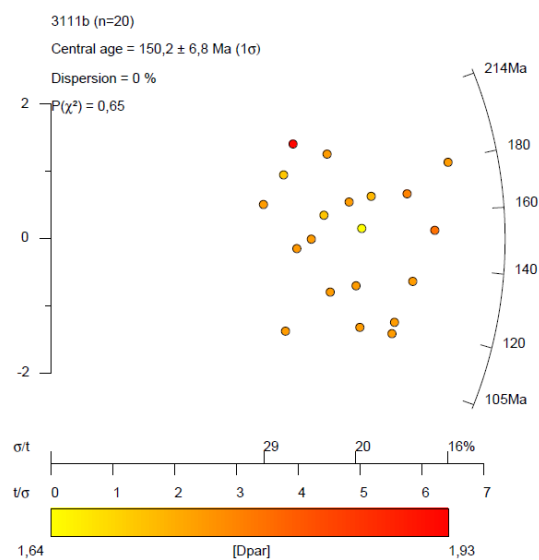
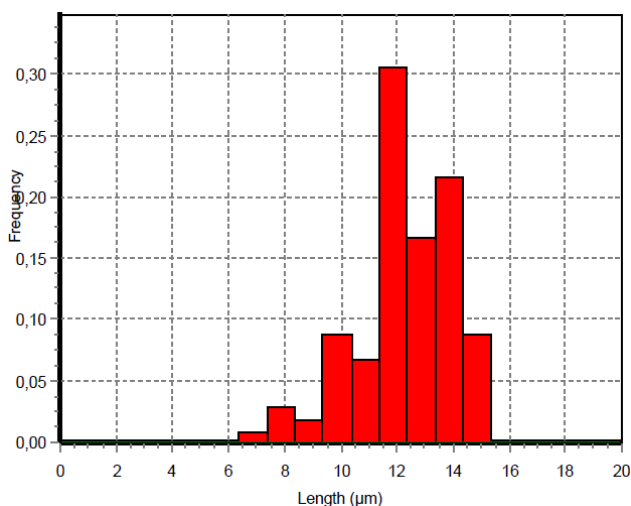


TGH3111B

N _s	N _i	N _g	ρ _s	ρ _i	U (ppm)	Age	erreur
88	69	30	2,933	2,300	42,3	153	25
103	69	25	4,120	2,760	50,8	179	28
58	45	20	2,900	2,250	41,4	155	31
35	29	12	2,917	2,417	44,5	145	37
43	24	16	2,688	1,500	27,6	215	55
29	20	12	2,417	1,667	30,7	174	51
40	32	12	3,333	2,667	49,1	150	36
65	46	16	4,063	2,875	52,9	170	33
80	57	20	4,000	2,850	52,5	169	30
46	34	12	3,833	2,833	52,2	163	37
37	23	12	3,083	1,917	35,3	193	52
42	40	12	3,500	3,333	61,4	127	28
51	47	20	2,550	2,350	43,3	131	27
27	31	12	2,250	2,583	47,6	105	28
62	62	16	3,875	3,875	71,3	121	22
73	65	25	2,920	2,600	47,9	135	23
53	32	15	3,533	2,133	39,3	199	45
49	51	16	3,063	3,188	58,7	116	23
56	40	15	3,733	2,667	49,1	168	35
60	62	20	3,000	3,100	57,1	117	21

Pooled Age (Ma)	150 ± 8	ρ_d (x10⁵/cm²)	Dpar* (μm)
Mean Crystal Age (Ma)	154 ± 30	6,6110	1,76 ± 0,05
Central Age (Ma)	150 ± 8	0,50 %	
χ²	16,1	avec	19 degrés de liberté
P (χ²)	64,9 %		

Length histogram (n=101)

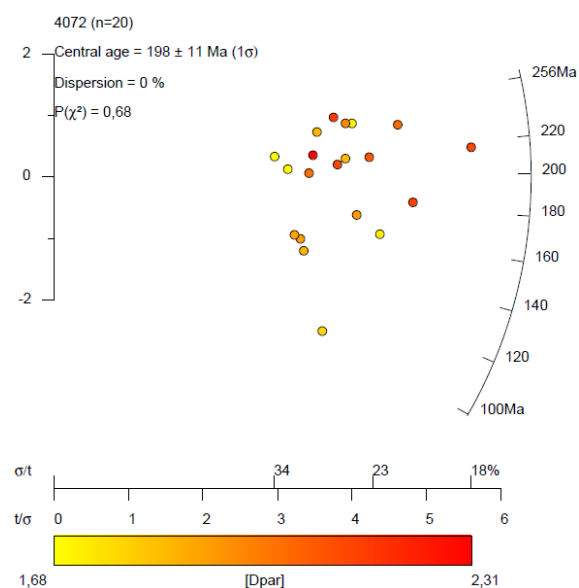
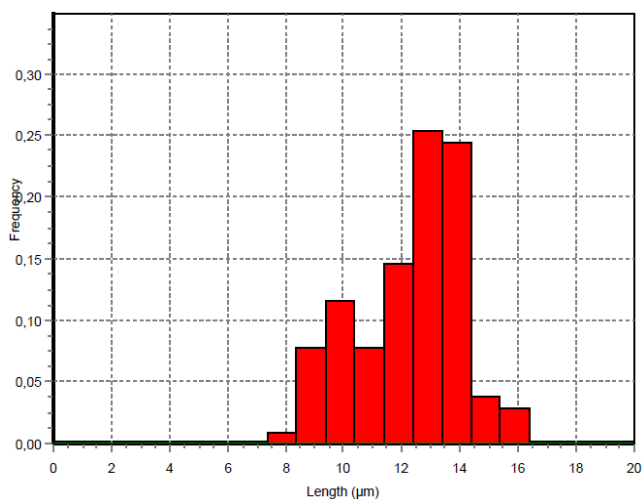


TGH3163

N _s	N _i	N _g	ρ _s	ρ _i	U (ppm)	Age	erreur
37	30	25	1,480	1,200	24,4	135	33
58	36	25	2,320	1,440	29,2	175	38
44	40	25	1,760	1,600	32,5	120	26
32	32	25	1,280	1,280	26,0	109	28
37	30	25	1,480	1,200	24,4	135	33
36	37	25	1,440	1,480	30,1	106	25
62	75	50	1,240	1,500	30,5	91	16
23	21	25	0,920	0,840	17,1	120	36
40	32	25	1,600	1,280	26,0	136	33
38	37	70	0,543	0,529	10,7	112	26
77	54	25	3,080	2,160	43,9	155	28
51	32	25	2,040	1,280	26,0	174	39
52	27	25	2,080	1,080	21,9	209	50
22	20	25	0,880	0,800	16,2	120	37
52	28	25	2,080	1,120	22,7	202	48
66	47	25	2,640	1,880	38,2	153	30
65	49	25	2,600	1,960	39,8	145	28
26	19	25	1,040	0,760	15,4	149	45
37	30	25	1,480	1,200	24,4	135	33
26	19	25	1,040	0,760	15,4	149	45

Pooled Age (Ma)	138 ± 8	ρ _d (x10 ⁵ /cm ²)	Dpar* (μm)
Mean Crystal Age (Ma)	142 ± 31	5,9930	2,04 ± 0,07
Central Age (Ma)	138 ± 8	8,19 %	
χ ²	19,3	avec	19
P (χ ²)	43,8	%	degrés de liberté

Length histogram (n=101)



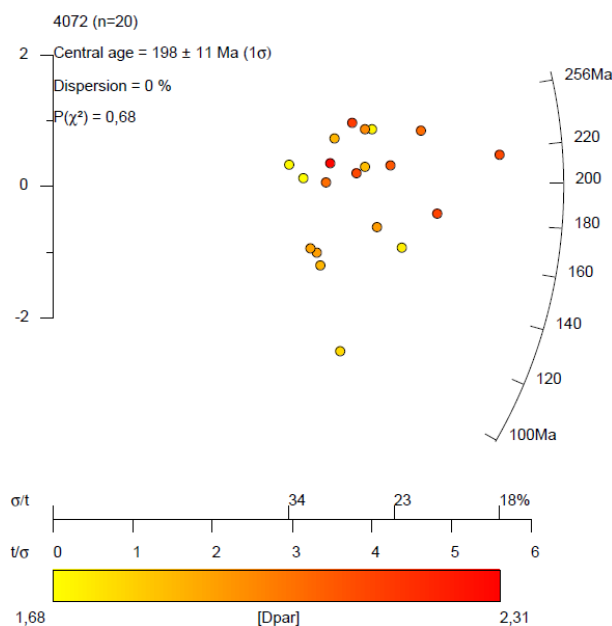
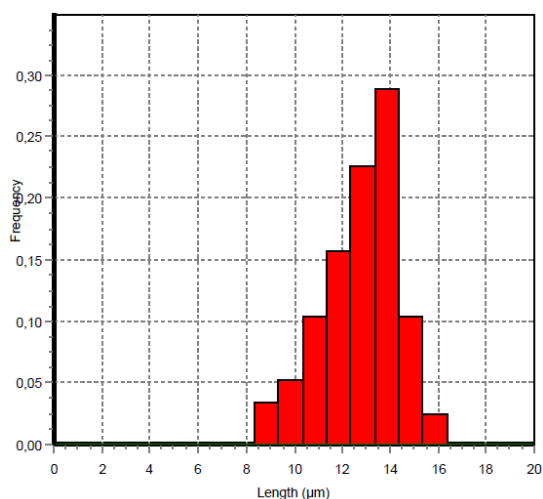
TGH4072

N _s	N _i	N _g	ρ _s	ρ _i	U (ppm)	Age	erreur
27	13	25	1,080	0,520	10,7	222	75
95	47	25	3,800	1,880	38,7	217	39
54	27	25	2,160	1,080	22,2	214	51
41	18	20	2,050	0,900	18,5	244	69
26	20	25	1,040	0,800	16,5	140	42
26	19	25	1,040	0,760	15,6	147	45
25	18	25	1,000	0,720	14,8	150	46
37	18	25	1,480	0,720	14,8	220	64
53	23	25	2,120	0,920	18,9	246	62
48	32	25	1,920	1,280	26,3	161	37
34	18	20	1,700	0,900	18,5	203	59
43	27	25	1,720	1,080	22,2	171	42
63	37	25	2,520	1,480	30,4	183	38
48	20	25	1,920	0,800	16,5	256	69
69	31	25	2,760	1,240	25,5	238	52
46	23	25	1,840	0,920	18,9	214	55
43	22	30	1,433	0,733	15,1	210	55
29	15	25	1,160	0,600	12,3	207	66
51	22	25	2,040	0,880	18,1	248	64
25	27	25	1,000	1,080	22,2	100	28

Pooled Age (Ma)	198 ± 13	ρ _d (x10 ⁵ /cm ²)	Dpar* (μm)
Mean Crystal Age (Ma)	200 ± 42	5,9170	1,95 ± 0,18
Central Age (Ma)	199 ± 13	0,16 %	

χ^2 15,7 avec 19 degrés de liberté
 P (χ^2) 67,6 %

Length histogram (n=113)

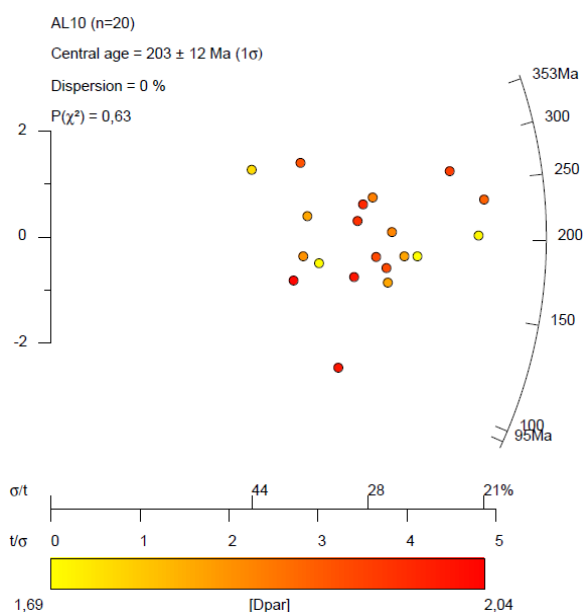
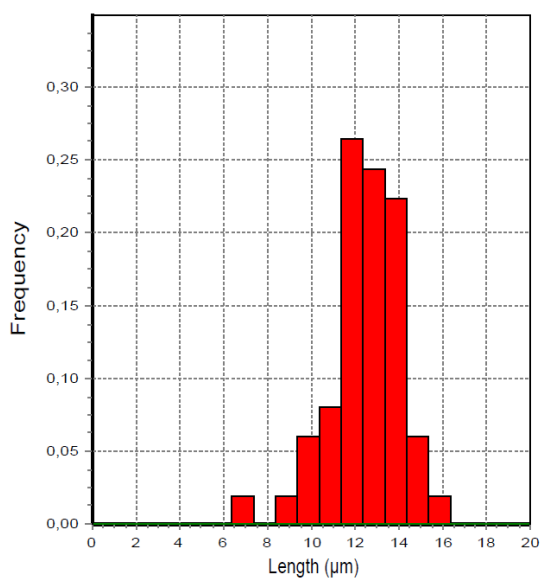


AL10

N _s	N _i	N _g	ρ _s	ρ _i	U (ppm)	Age	erreur
38	27	50	0,760	0,540	9,1	185	47
21	16	15	1,400	1,067	17,9	173	58
59	38	40	1,475	0,950	15,9	204	43
23	13	20	1,150	0,650	10,9	232	81
32	19	24	1,333	0,792	13,3	221	64
61	30	40	1,525	0,750	12,6	266	60
18	25	16	1,125	1,563	26,2	95	30
35	19	32	1,094	0,594	10,0	242	69
38	24	30	1,267	0,800	13,4	208	55
28	11	12	2,333	0,917	15,4	331	118
32	23	21	1,524	1,095	18,4	183	50
32	26	24	1,333	1,083	18,2	162	43
66	37	30	2,200	1,233	20,7	234	49
33	25	30	1,100	0,833	14,0	174	46
16	14	16	1,000	0,875	14,7	151	55
26	21	20	1,300	1,050	17,6	163	48
38	20	30	1,267	0,667	11,2	249	69
19	7	12	1,583	0,583	9,8	353	156
19	14	20	0,950	0,700	11,7	179	63
41	29	24	1,708	1,208	20,3	186	45

Pooled Age (Ma)	203 ± 14	ρ _d (x10 ⁵ /cm ²)	Dpar* (μm)
Mean Crystal Age (Ma)	210 ± 60	7,2550	1,88 ± 0,11
Central Age (Ma)	203 ± 14	0,26 %	
χ ²	16,4	avec	19
P (χ ²)	62,8	%	degrés de liberté

Length histogram (n=49)

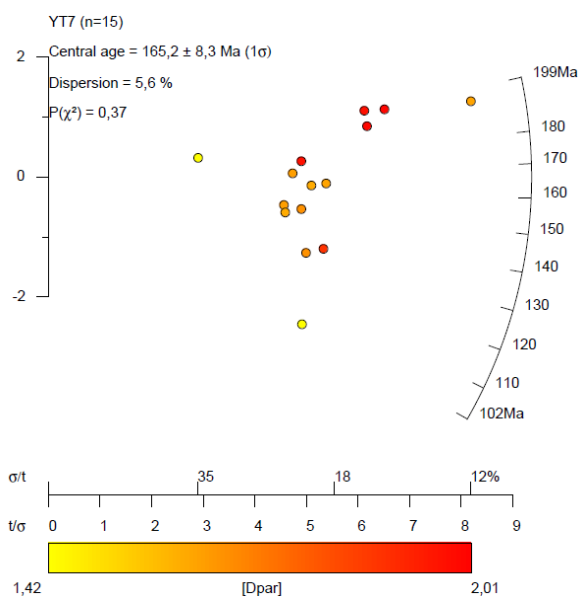
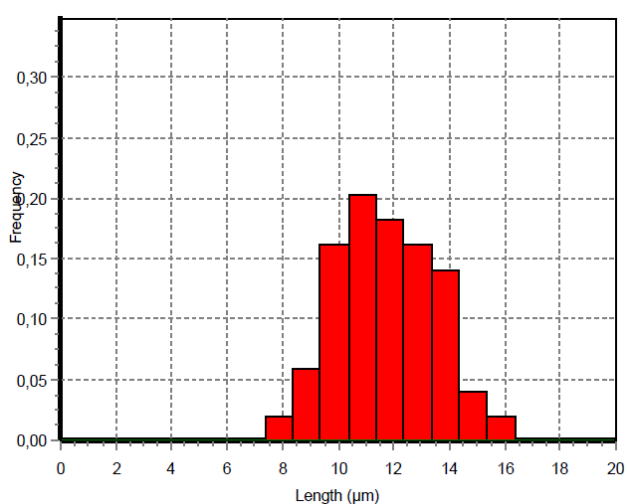


YT7

N _s	N _i	N _g	ρ _s	ρ _i	U (ppm)	Age	erreur
172	110	100	1,720	1,100	19,6	194	24
67	51	50	1,340	1,020	18,2	163	31
51	49	40	1,275	1,225	21,8	129	26
53	44	32	1,656	1,375	24,5	150	31
44	54	40	1,100	1,350	24,1	102	21
21	14	15	1,400	0,933	16,6	186	64
98	61	40	2,450	1,525	27,2	199	33
58	41	30	1,933	1,367	24,4	175	36
97	63	30	3,233	2,100	37,4	191	31
110	69	30	3,667	2,300	41,0	197	31
53	39	20	2,650	1,950	34,8	169	36
46	38	20	2,300	1,900	33,9	150	33
46	39	24	1,917	1,625	29,0	147	32
60	46	30	2,000	1,533	27,3	162	32
59	55	50	1,180	1,100	19,6	133	25

Pooled Age (Ma)	166 ± 8	ρ_d (x10⁵/cm²)	Dpar* (μm)
Mean Crystal Age (Ma)	164 ± 24	6,8250	1,73 ± 0,17
Central Age (Ma)	166 ± 8	0,62 %	
χ²	15,1	avec	15
P (χ²)	71,9	%	degrés de liberté

Length histogram (n=49)

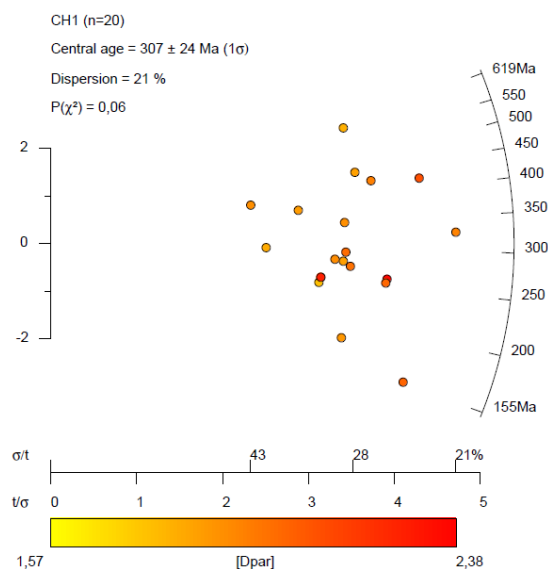
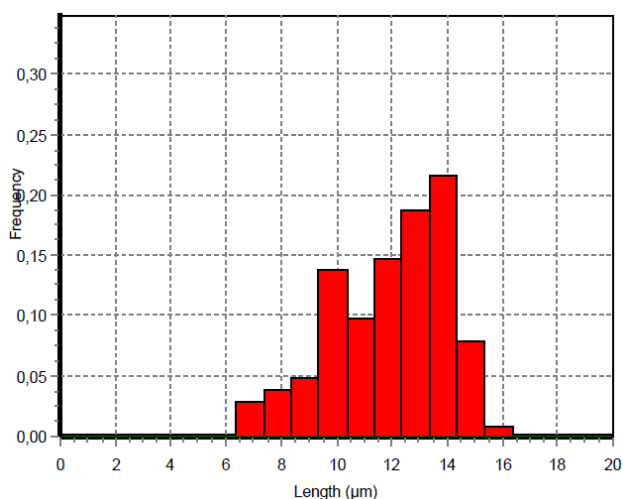


CH1

N _s	N _i	N _g	ρ _s	ρ _i	U (ppm)	Age	erreur
59	16	30	1,967	0,533	9,1	469	133
29	15	30	0,967	0,500	8,5	250	80
79	31	56	1,411	0,554	9,4	327	70
21	9	24	0,875	0,375	6,4	300	120
69	14	30	2,300	0,467	7,9	619	182
37	31	60	0,617	0,517	8,8	155	38
28	15	60	0,467	0,250	4,2	242	78
46	23	48	0,958	0,479	8,1	258	66
44	16	60	0,733	0,267	4,5	353	103
29	15	40	0,725	0,375	6,4	250	80
62	18	35	1,771	0,514	8,7	439	118
27	20	40	0,675	0,500	8,5	176	52
35	16	42	0,833	0,381	6,5	282	86
34	11	40	0,850	0,275	4,7	395	138
38	18	28	1,357	0,643	10,9	272	78
24	7	32	0,750	0,219	3,7	437	188
80	24	20	4,000	1,200	20,4	425	100
45	23	70	0,643	0,329	5,6	253	65
39	17	15	2,600	1,133	19,3	296	86
37	17	25	1,480	0,680	11,6	281	83

Pooled Age (Ma)	312 ± 22	ρ _d (x10 ⁵ /cm ²)	Dpar* (μm)
Mean Crystal Age (Ma)	325 ± 111	7,1590	1,97 ± 0,18
Central Age (Ma)	307 ± 26	20,82 %	
χ ²	29,7	avec	19 degrés de liberté
P (χ ²)	5,5 %		

Length histogram (n=101)

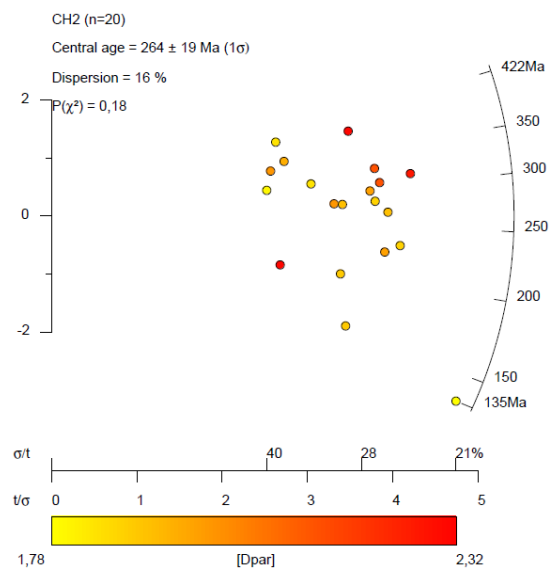
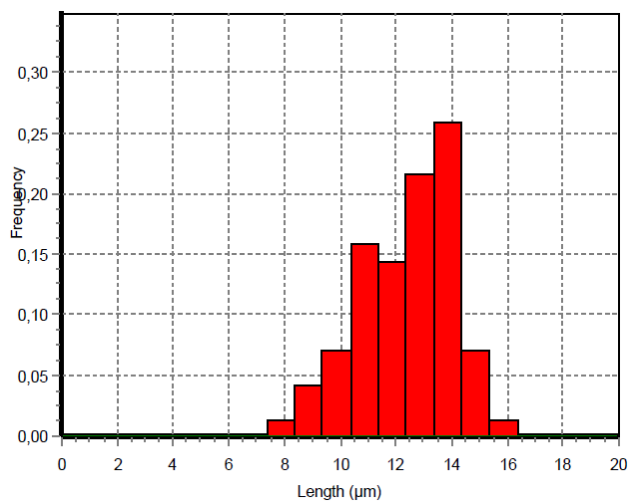


CH2

N _s	N _i	N _g	ρ _s	ρ _i	U (ppm)	Age	erreur
61	25	12	5,083	2,083	35,6	312	75
51	20	12	4,250	1,667	28,5	326	86
50	21	12	4,167	1,750	29,9	305	80
30	9	12	2,500	0,750	12,8	422	161
32	13	12	2,667	1,083	18,5	315	104
22	9	12	1,833	0,750	12,8	312	124
35	16	12	2,917	1,333	22,8	280	85
25	9	12	2,083	0,750	12,8	354	138
50	16	12	4,167	1,333	22,8	397	115
18	12	12	1,500	1,000	17,1	194	72
29	10	16	1,813	0,625	10,7	369	136
47	26	16	2,938	1,625	27,8	232	57
46	21	12	3,833	1,750	29,9	281	74
46	20	12	3,833	1,667	28,5	294	79
42	24	12	3,500	2,000	34,2	225	58
26	22	12	2,167	1,833	31,4	153	45
29	19	12	2,417	1,583	27,1	197	58
37	17	12	3,083	1,417	24,2	279	82
48	23	12	4,000	1,917	32,8	268	68
46	44	12	3,833	3,667	62,7	135	29

Pooled Age (Ma)	263 ± 18	ρ_d (x10⁵/cm²)	Dpar* (μm)
Mean Crystal Age (Ma)	283 ± 76	7,1120	2,09 ± 0,16
Central Age (Ma)	264 ± 21	15,81 %	
χ²	24,4	avec	19
P (χ²)	18,0	%	degrés de liberté

Length histogram (n=69)

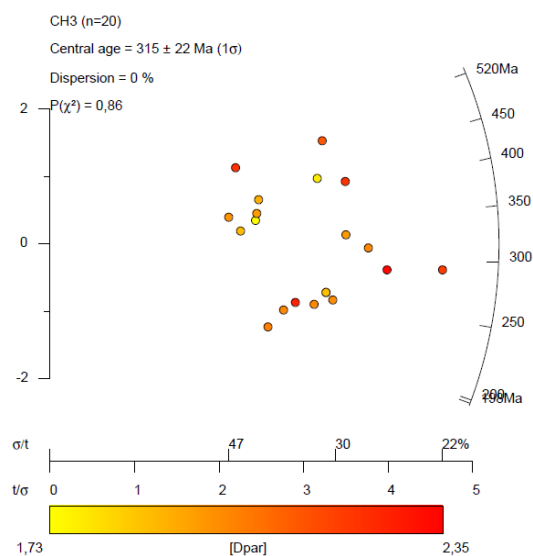
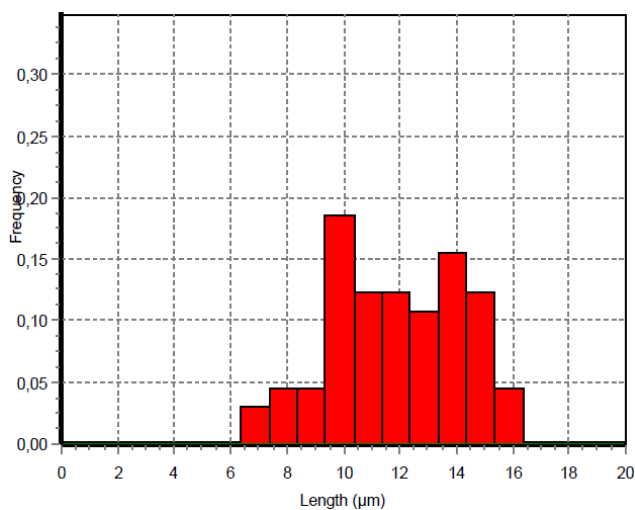


CH3

N _s	N _i	N _g	ρ _s	ρ _i	U (ppm)	Age	erreur
28	15	64	0,438	0,234	4,0	238	77
25	6	36	0,694	0,167	2,9	520	237
21	12	12	1,750	1,000	17,2	224	81
33	17	12	2,750	1,417	24,4	248	74
26	8	12	2,167	0,667	11,5	409	166
18	6	16	1,125	0,375	6,5	379	179
52	16	24	2,167	0,667	11,5	409	118
71	31	20	3,550	1,550	26,7	291	63
24	13	40	0,600	0,325	5,6	236	81
32	16	60	0,533	0,267	4,6	255	78
17	11	20	0,850	0,550	9,5	198	77
23	8	40	0,575	0,200	3,4	364	150
44	17	20	2,200	0,850	14,6	328	94
49	20	70	0,700	0,286	4,9	311	83
44	13	35	1,257	0,371	6,4	426	135
24	8	18	1,333	0,444	7,7	379	155
32	16	30	1,067	0,533	9,2	255	78
52	13	25	2,080	0,520	9,0	500	156
52	23	40	1,300	0,575	9,9	288	72
19	7	54	0,352	0,130	2,2	344	152

Pooled Age (Ma)	315 ± 24	ρ _d (x10 ⁵ /cm ²)	Dpar* (μm)
Mean Crystal Age (Ma)	330 ± 92	7,0640	2,05 ± 0,17
Central Age (Ma)	315 ± 24	0,05 %	
χ ²	12,6	avec	19 degrés de liberté
P (χ ²)	85,8 %		

Length histogram (n=64)

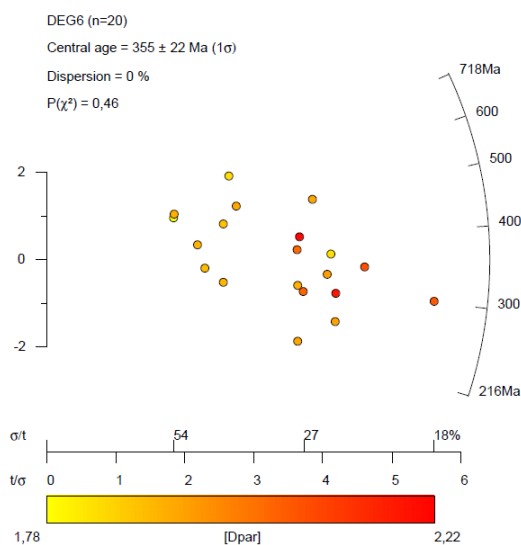
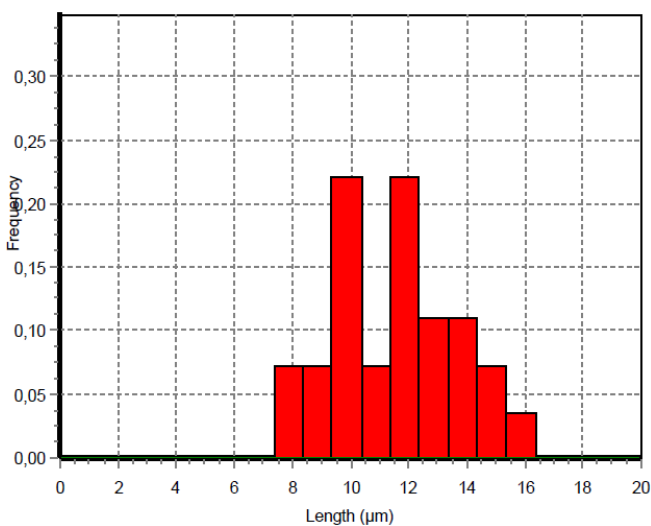


DEG6

N _s	N _i	N _g	ρ _s	ρ _i	U (ppm)	Age	erreur
88	28	40	2,200	0,700	14,0	344	75
58	25	40	1,450	0,625	12,5	256	62
39	20	12	3,250	1,667	33,2	216	60
46	9	12	3,833	0,750	15,0	550	201
74	22	25	2,960	0,880	17,5	367	90
64	17	15	4,267	1,133	22,6	410	112
50	18	30	1,667	0,600	12,0	305	84
66	22	50	1,320	0,440	8,8	329	81
24	9	20	1,200	0,450	9,0	293	115
23	6	21	1,095	0,286	5,7	417	192
65	24	20	3,250	1,200	23,9	298	72
84	18	25	3,360	0,720	14,4	504	132
59	17	12	4,917	1,417	28,2	379	105
118	43	30	3,933	1,433	28,6	301	54
36	8	30	1,200	0,267	5,3	487	191
21	7	30	0,700	0,233	4,7	329	144
22	4	12	1,833	0,333	6,6	590	321
23	4	20	1,150	0,200	4,0	616	334
54	8	12	4,500	0,667	13,3	717	273
51	19	12	4,250	1,583	31,6	295	80

Pooled Age (Ma)	355 ± 25	ρ _d (x10 ⁵ /cm ²)	Dpar* (μm)
Mean Crystal Age (Ma)	402 ± 135	6,1050	2,07 ± 0,10
Central Age (Ma)	355 ± 25	2,88 %	
χ ²	19,0 avec	19	degrés de liberté
P (χ ²)	45,8 %		

Length histogram (n=27)

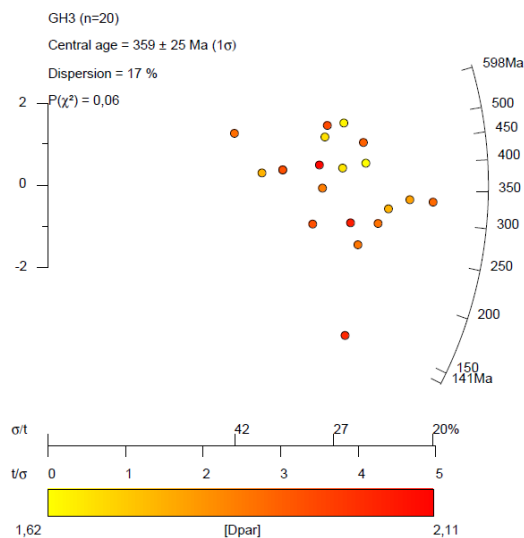
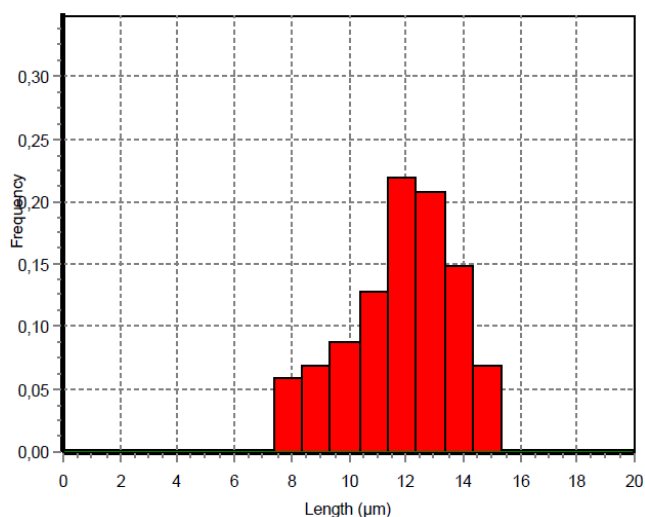


GH3

N _s	N _i	N _g	ρ _s	ρ _i	U (ppm)	Age	erreur
48	24	40	1,200	0,600	10,4	253	64
60	26	50	1,200	0,520	9,0	291	69
32	10	42	0,762	0,238	4,1	401	146
78	21	48	1,625	0,438	7,6	463	115
31	28	40	0,775	0,700	12,1	141	37
77	18	35	2,200	0,514	8,9	530	140
53	16	30	1,767	0,533	9,3	414	119
61	19	40	1,525	0,475	8,2	402	106
72	22	100	0,720	0,220	3,8	410	100
69	16	40	1,725	0,400	6,9	534	149
39	12	25	1,560	0,480	8,3	407	135
90	34	100	0,900	0,340	5,9	333	68
64	16	100	0,640	0,160	2,8	497	140
39	12	30	1,300	0,400	6,9	407	135
34	7	60	0,567	0,117	2,0	599	249
68	27	30	2,267	0,900	15,6	317	73
80	30	35	2,286	0,857	14,9	336	72
48	17	40	1,200	0,425	7,4	355	101
37	17	40	0,925	0,425	7,4	275	81
50	22	35	1,429	0,629	10,9	287	74

Pooled Age (Ma)	360 ± 24	ρ_d (x10⁵/cm²)	Dpar* (μm)
Mean Crystal Age (Ma)	384 ± 110	7,0160	1,87 ± 0,14
Central Age (Ma)	359 ± 27	16,76 %	
χ²	29,5	avec	19
P (χ²)	5,8	%	degrés de liberté

Length histogram (n=100)

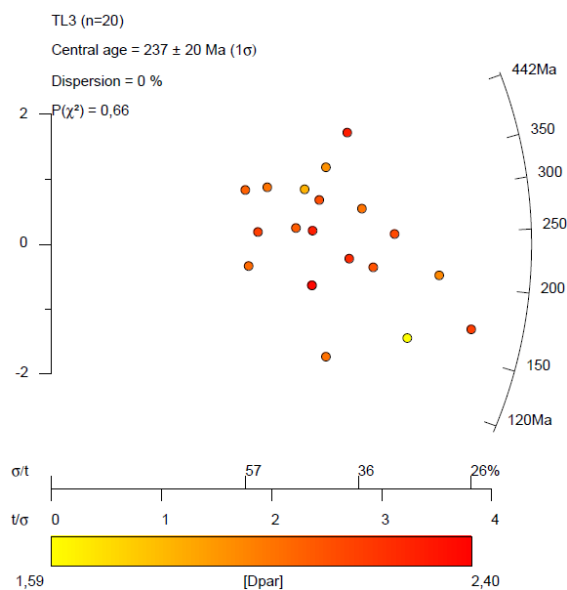


TL3

N _s	N _i	N _g	ρ _s	ρ _i	U (ppm)	Age	erreur
22	11	20	1,100	0,550	11,1	219	81
14	4	20	0,700	0,200	4,0	379	215
37	9	25	1,480	0,360	7,2	443	165
17	7	20	0,850	0,350	7,0	265	119
13	12	24	0,542	0,500	10,1	120	48
19	8	25	0,760	0,320	6,4	259	110
15	9	24	0,625	0,375	7,5	183	77
25	13	35	0,714	0,371	7,5	211	72
23	8	30	0,767	0,267	5,4	313	129
29	11	30	0,967	0,367	7,4	287	102
12	5	16	0,750	0,313	6,3	262	140
9	5	20	0,450	0,250	5,0	198	110
25	18	42	0,595	0,429	8,6	153	48
22	7	20	1,100	0,350	7,0	341	148
36	19	35	1,029	0,543	10,9	208	59
28	8	32	0,875	0,250	5,0	379	152
32	14	40	0,800	0,350	7,0	250	80
37	24	40	0,925	0,600	12,1	170	45
17	5	25	0,680	0,200	4,0	368	188
15	9	25	0,600	0,360	7,2	183	77

Pooled Age (Ma)	237 ± 21	ρ _d (x10 ⁵ /cm ²)	Dpar* (μm)
Mean Crystal Age (Ma)	260 ± 87	6,0520	2,12 ± 0,19
Central Age (Ma)	237 ± 21	2,46 %	
χ ²	16,0	avec	19 degrés de liberté
P (χ ²)	65,8 %		

No length data

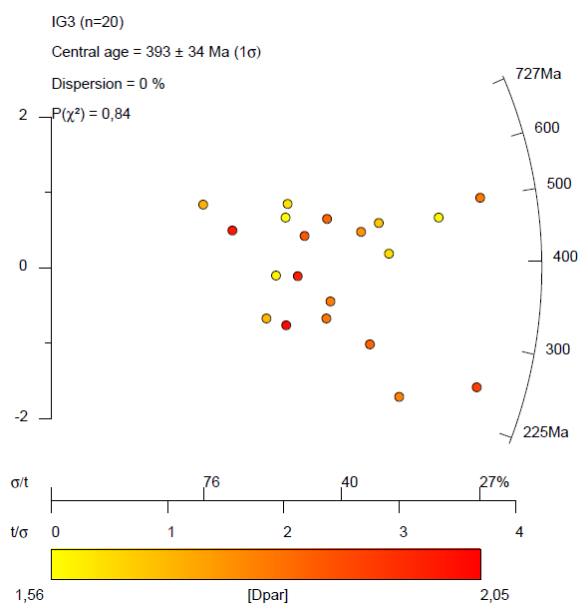


IG3

N _s	N _i	N _g	ρ _s	ρ _i	U (ppm)	Age	erreur
22	5	60	0,367	0,083	1,5	541	269
11	5	50	0,220	0,100	1,7	276	149
19	8	100	0,190	0,080	1,4	298	126
13	3	100	0,130	0,030	0,5	533	342
29	7	70	0,414	0,100	1,7	511	216
18	6	100	0,180	0,060	1,0	374	177
24	11	48	0,500	0,229	4,0	274	100
25	14	80	0,313	0,175	3,1	225	75
37	11	36	1,028	0,306	5,3	418	144
15	5	35	0,429	0,143	2,5	374	193
23	6	40	0,575	0,150	2,6	474	218
21	8	49	0,429	0,163	2,9	328	137
12	2	40	0,300	0,050	0,9	727	556
54	14	50	1,080	0,280	4,9	477	144
34	9	80	0,425	0,113	2,0	467	176
41	20	30	1,367	0,667	11,6	258	71
13	6	40	0,325	0,150	2,6	272	135
39	10	50	0,780	0,200	3,5	482	171
24	5	30	0,800	0,167	2,9	588	290
69	17	70	0,986	0,243	4,2	501	136

Pooled Age (Ma)	393 ± 36	ρ _d (x10 ⁵ /cm ²)	Dpar* (μm)
Mean Crystal Age (Ma)	421 ± 132	6,9680	1,79 ± 0,15
Central Age (Ma)	393 ± 36	0,50 %	
χ ²	13,0	avec	19
P (χ ²)	83,8	%	degrés de liberté

No length data

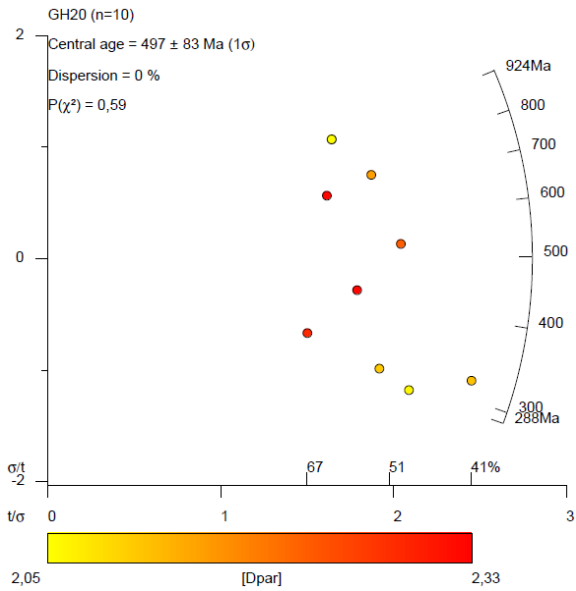


GH20

N_s	N_i	N_g	ρ_s	ρ_i	U (ppm)	Age	erreur
9	3	25	0,360	0,120	2,4	323	216
14	5	30	0,467	0,167	3,4	302	158
20	3	40	0,500	0,075	1,5	697	432
24	8	54	0,444	0,148	3,0	323	132
16	6	49	0,327	0,122	2,5	288	138
16	4	42	0,381	0,095	1,9	427	239
25	5	50	0,500	0,100	2,0	530	260
28	4	45	0,622	0,089	1,8	730	391
27	3	60	0,450	0,050	1,0	924	563
27	3	42	0,643	0,071	1,4	924	563

Pooled Age (Ma)	497 ± 61	ρ_d (x10⁵/cm²)	Dpar* (μm)
Mean Crystal Age (Ma)	551 ± 248	5,9960	2,12 ± 0,19
Central Age (Ma)	497 ± 61	0,83 %	
χ²	14,9	avec	9 degrés de liberté
P (χ²)	72,7	%	

No length data



Annexe 4: Données AHe pour le Bouclier Reguibat¹

Reguibat Central

Name	Rs (μm)	Weight(μg)	FT	4He(ncc/g)	U (ppm)	Th (ppm)	Sm (ppm)	eU (ppm)	Age (Ma)	Age c. (Ma)*	s.d.
1185C	52.1	3.11	0.756	678000	45.4	63.3	NA	60.6	104	138	11
1185D	74.5	10.33	0.849	868000	44.4	51.6	-	56.8	142	167	13
1185E	33.4	1.02	0.65	530000	39.4	74	-	57.1	86	133	11
1153-A	80.8	11.85	0.87	46201.6	3.8	11.9	7,0	6.7	57	66	5
1153D	34.4	1.17	0.715	120399,0	10.4	31.9	20.3	18.3	55	77	6
1153-F	63.2	6.54	0.815	100000.8	7.6	20.3	9.5	12.6	66	81	6
1153-H	59	4.69	0.83	63086.4	11.2	22.6	12.5	16.7	31	38	3
1153-I	47.5	2.56	0.79	57756,0	5.5	16.8	13.3	9.6	50	63	5
3163-A	54.1	3.6	0.809	717183.1	37.7	1.9	27.2	38.3	155	191	15
3163-E	66	7.11	0.827	288616.5	16.9	1.4	17.6	17.4	137	166	13
3163-I	65.6	6.26	0.847	470679.8	17.8	25.6	24.6	24.1	162	191	15
3163G	96.1	17.27	0.875	549045.6	25,0	22,0	NA	30.3	150	172	14
AL10-A	46	2.4	0.755	405681.5	22.5	20.6	31.8	27.7	121	161	13
AL10-E	39.3	1.18	0.701	675195,0	76.1	26.7	31.3	82.8	67	96	8
AL10-C	50.5	3.53	0.765	229447.2	11.1	11.9	29.3	14.2	134	175	14
AL10-L	44.1	1.57	0.679	1341456.8	34.3	31.1	59.4	42.2	263	388	31
AL10-J	37.2	1.22	0.724	231868.3	7.9	10,0	37.4	10.5	182	252	20
AL10-I	45.5	2.02	0.76	395904.9	22.4	14.9	41,0	26.3	124	164	13
AL10-B	39	1.39	0.726	557702.2	20.6	11.6	37.5	23.7	195	269	21
AL10-K	37.9	1.28	0.717	145483.1	12.5	8.8	35.5	14.9	81	112	9

AL10-F	38.7	1.23	0.687	129286.7	9.5	15.8	44.8	13.6	79	115	9
AL10-G	39.9	1.23	0.707	1327362.4	32.4	26.5	65.3	39.3	280	396	32
AL10-H	42.6	1.58	0.713	236976.2	18.4	18.2	50.1	23.2	85	119	10

Reguibat West

Name	Rs (μm)	Weight(μg)	FT	4He(ncc/g)	U (ppm)	Th (ppm)	Sm (ppm)	eU (ppm)	Age (Ma)	Age c. (Ma)*	s.d.
AOS3A	57.7	4.14	0.781	379655.5	29.6	40.2	403,0	42.5	74	95	8
AOS3B	48.3	2.56	0.786	368565.3	29.6	47.8	167,0	42.4	72	92	7
AOS3C	58.4	5.02	0.803	168335.8	27.7	28.6	318,0	37.1	38	47	4
AOS3E	55	3.82	0.806	317447.5	50.1	31.7	391,0	60.9	43	54	4
AOS5A	54.4	3.77	0.843	17656.2	9.4	7.6	125,0	12.3	12	14	1
AOS5D	48.7	2.8	0.736	59629.6	17.5	16.4	263,0	23.5	21	29	2
AOS5F	48.2	2.27	0.754	175595.4	29.5	24.2	195,0	36.9	39	52	4
AOS2A	58.6	4.48	0.783	252824.1	31,0	12.2	400,0	37.2	56	72	6
AOS2B	62.7	6.65	0.812	219640.8	23.1	16.3	105,0	27.8	65	81	6
AOS2C	47	2.35	0.777	47197.6	14.8	11.6	152,0	18.8	21	27	2
AOS2D	43.8	1.96	0.756	77464.5	20.3	30.6	179,0	29.1	22	29	2
TCH7A	49.4	2.8	0.802	194360.7	59.4	34.9	179,0	69.2	23	29	2
TCH7B	68.7	8.03	0.833	137470,0	19.1	23.5	339,0	27.5	41	50	4
TCH7C	63.6	6.25	0.823	318644.3	43.4	11.1	229,0	47.9	55	67	5
TCH7D	64.6	6.31	0.838	106663.8	13.5	8.9	267,0	17.8	50	59	5

SC5A	46.9	2.61	0.756	209790.4	20.7	5.3	83,0	22.6	77	101	8
SC5C	56.6	4.35	0.802	26663.6	6.3	6,0	16,0	7.9	28	35	3
SC5D	59.9	5.69	0.802	214046.7	26.8	10.6	14.9	29.5	60	75	6
SC9B	59.9	5.4	0.809	59285,0	6.7	1.6	271,0	11.7	42	52	4
SC9D	41.4	1.92	0.717	282683,0	26.7	37.2	274,0	37.9	62	86	7
SC9E	45.8	2.35	0.761	606340.6	52,0	65.8	401,0	71,0	71	93	7
SC11C	50.3	3.01	0.782	18223.7	4.7	4,0	284,0	7.9	19	24	2
SC11D	68	7.34	0.839	92903.5	7.3	13.5	228,0	12.4	62	74	6
SC11E	53.2	2.98	0.775	157369.9	11.4	25.5	103,0	18.4	71	92	7
SC11F	66.7	5.97	0.815	47092.6	8.2	2.9	266,0	11,0	35	43	3
SC12A	41.6	1.65	0.749	108423.6	9.6	13.1	232,0	14.6	61	82	7
SC12D	64	6.22	0.827	180770.1	19.1	9.4	241,0	23.3	64	78	6
SC12G	49.5	2.44	0.754	222394.6	22.1	12.8	141,0	26.3	48	63	5
SC12F	52.3	2.8	0.77	151382.1	24.6	25.6	360,0	33.7	55	71	6
SC15A	59.7	4.73	0.833	141643.9	10.6	16.3	382,0	17.5	67	80	6
SC15B	56.5	3.7	0.782	16790.6	3.6	8.7	126,0	6.7	21	27	2
SC15F	48.3	2.27	0.747	50901.3	5.6	19.5	90,0	11,0	39	52	4
SC15G	56.5	3.99	0.828	234089.4	25.4	23.6	340,0	33.8	57	69	6
T233-B	52.5	3.31	0.833	87654,0	9.1	2.6	12.9	9.8	74	89	7
T233-H	55.5	4.01	0.803	163091.7	35.9	12.9	9.4	39,0	35	43	3
T233-D	49.3	1.4	0.678	263063.3	27,0	7.2	30.6	29,0	75	111	9
T233-G	58.8	4.58	0.822	55323.1	6.5	1.9	14.3	7,0	65	79	6
T233-F	49.7	2.85	0.786	127884.5	12.9	3.2	12.5	13.7	77	98	8
TAS29A	66.7	5.97	0.815	168827.7	14.1	5.4	12.1	15.4	90	111	9

TAS29B	42.1	2	0.767	238975.6	16,0	16.9	27.9	20.1	98	127	10
TAS29C	50	2.57	0.758	196139.6	19.6	4.9	10.1	20.8	78	102	8
TAS29D	56.9	3.14	0.748	196541.4	10.7	3.9	13.1	11.7	138	185	15
TAS29E	71.4	7.22	0.84	57789,0	7.2	1.8	6.5	7.6	62	74	6

Reguibat East

Name	Rs (μm)	Weight(μg)	FT	4He(ncc/g)	U (ppm)	Th (ppm)	Sm (ppm)	eU (ppm)	Age (Ma)	Age c. (Ma)*	s.d.
CH1-A	47.3	2.43	0.789	79475.1	7.2	6.9	5.3	9,0	74	93	7
CH1-B	56.4	4.13	0.809	28513.1	2.7	3.2	1.4	3.5	68	84	7
CH1-C	49.4	2.68	0.802	48729.7	13.1	11.1	5.3	15.8	26	32	3
CH1-D	40.2	1.45	0.751	205297.8	10.1	12.5	5.6	13.1	130	173	14
CH1-F	38.8	1.31	0.754	127741.1	11,0	9.6	3.4	13.3	80	106	8
CH1-G	64	6.37	0.831	88950.2	6.2	8.5	5.1	8.2	90	108	9
CH1-H	37.9	1.28	0.717	392039.3	26.1	23.4	6,0	31.8	102	143	11
CH1-J	50.6	3.96	0.761	141712.3	5,0	6.5	4.5	6.6	178	234	19
CH1-K	40.7	1.74	0.723	190623.3	19,0	10.3	14.9	21.6	73	101	8
CH3-C	50.5	3.04	0.789	119938.2	4.2	5.9	3.7	5.7	175	222	18
CH3-F	35.5	0.96	0.717	191786.5	13.4	11.3	4.2	16.1	99	138	11
CH3-A	54.7	4.25	0.79	93992.9	5.7	5.5	3.2	7,0	111	141	11
CH3-G	59.2	6.11	0.793	71842,0	3.7	5,0	2.7	4.9	122	153	12
GH3A	66.1	7.49	0.823	292746.2	8.1	5.6	12.7	9.6	253	307	25
GH3B	91.1	21.74	0.876	172995.7	4.7	4.6	6.4	5.9	243	278	22
GH3-C	71.5	8.99	0.842	56806.1	4.5	3.5	8.9	5.4	88	104	8
GH3-E	57.9	4.06	0.784	230520.3	6.5	3.8	10.8	7.5	256	326	26

GH3-F	99	19.03	0.883	21444.4	1.7	0.4	2.2	1.8	98	111	9
IG3-C	43.8	1.72	0.722	332846.2	18.1	18.9	44.7	23,0	120	166	13
IG3-E	39.4	1.31	0.686	191182.1	5,0	10,0	48.9	7.8	203	295	24
IG3-F	36.7	0.99	0.675	118582.6	3.8	10.9	47.2	6.8	146	216	17
IG3-G	40.6	1.56	0.741	91106.9	3.7	4.9	38.8	5.1	147	198	16
IG3-I	40.4	1.67	0.721	187725,0	3.9	5.5	49.9	5.6	277	384	31
TL3-L	41.1	1.58	0.745	131554.4	6.3	18.8	29.8	11.1	99	133	11
TL3-B	49.4	2.68	0.803	66784.2	8.8	17,0	23.8	13.1	42	53	4
TL3-C	41.3	1.57	0.778	73141.8	9.2	43.5	27,0	19.8	31	40	3
TL3-D	39	1.44	0.717	86327.5	6.3	20.9	33.8	11.6	62	87	7
TL3-F	41.4	1.92	0.717	123516.5	7.1	25.1	35.2	13.4	77	107	9
TL3-G	43.5	1.98	0.745	95782.6	6.4	21.9	34.3	12,0	67	89	7
TL3-J	52	3.29	0.797	93130.9	5.4	17.1	25.4	9.7	80	101	8
TL3-H	47	2.35	0.777	123871,0	8,0	27.5	36.9	14.9	69	89	7
TL3-K	46.6	2.77	0.746	21915.9	3.6	8.2	19.6	5.7	32	42	3
GH20-A	36.4	1.14	0.702	58542.3	5.8	5.2	129.6	8.1	60	85	7
GH20-C	37.4	1.28	0.703	74174.8	12.9	6.9	26.5	14.7	42	59	5
GH20-D	37.4	1.28	0.703	54325.7	5.9	5.1	31.4	7.3	61	87	7
GH20-F	41.1	1.58	0.745	34723.6	4.1	5.3	30.5	5.7	51	68	5
GH20-H	35.1	1.22	0.663	37173.2	9.5	6.2	37.8	11.2	27	41	3
GH20-G	39.2	1.52	0.711	54027.8	11.1	7,0	34.3	13.1	34	48	4

¹: Rs (sphere equivalent radius) and F7 (ejection factor) have been calculated using the developed procedure of Gautheron and Tassan-Got (2010) and Ketcham et al. (2011). *(U-Th-Sm)/He age corrected from alpha-ejection with the F7 (Farley et al., 1996).

Annexe 5 : Données supplémentaires – article n°1

Post-rift history of the eastern Central Atlantic passive margin: insights from the Saharan region of South Morocco

Rémi Leprêtre¹, Yves Missenard¹, Jocelyn Barbarand¹, Cécile Gautheron¹, Omar Saddiqi², Rosella Pinna-Jamme¹

¹ Université Paris Sud-11, Département des sciences de la Terre, GEOPS, UMR8148, Orsay, France

² Université Hassan II, Geosciences, Casablanca, Morocco

Contents of this file

Text S1 to S2

Figures S1 to S12

Tables S1 to S5

Introduction

This supplementary data is split in two parts.

The first part concern the raw data for each individual samples. We present the track length plots for AFT data (Figure S1) and the AHe-eU plots for AHe data (Figure S2). Figure S1 shows the individual plots of track lengths for all samples that have had more than 50 measured lengths. Figure S2 shows four AHe age-eU plots. We individualized each sample within each group of sample using different colors.

The second part is dedicated to the detail of the thermal modeling procedure and sums it up step by step (Figures S3, S4, S5, S6, S7; Tables S1, S2, S3, S4, S5). It shows the final inverse thermal modelings for the *Flowers et al.* [2009] kinetics (Figures S8, S9, S10). We present the plots giving the evolution of the LogLikelihood value and the number of (T,t) points for each final inverse modelings (Figure S11). At last, we calculated the closure temperatures given the final inverse thermal modelings after the calculations of *Flowers et al.* [2009] (Figure S12).

The three-step process used to model the samples is briefly described in the main text and detailed hereafter. Supplementary data allows getting a thorough view of the way we used QTQt [Gallagher, 2012] to discriminate and judge the different modelings we obtained during the whole process.

Text S1. First step: exploration tests with inverse modeling

We proceeded in two stages. We tried first to do inverse modeling without constraints but this approach did not permit to get stable solutions (Figure S3). We then used additional constraints to narrow the (T,t) space for exploration (Figures S5, S6; Tables S1, S2, S3). In this initial exploratory step, we used 10,000 iterations for the burn-in and post-burn-in phases.

The introduction of two constraints was then considered. We constrain the samples to be:

(1) at a temperature higher than 110°C before 200 Ma. AFT ages are bracketed between 107-175 Ma with similarly spread length distribution (Figures IV-8, S4). These common characteristics of the data preclude the samples to be at temperatures lower than 110°C before 200 Ma (Figure S5). This constraint directly results from our raw thermochronological data.

(2) at or close to the surface during the Early Cretaceous and at present day. Since the base of the Early Cretaceous is not well-dated, we chose a “time-temperature constraint-box” quite large, from 145 to 115 Ma and between 15-45°C. This constraint comes from the observation of the stratigraphic unconformity of Lower Cretaceous units on the western Reguibat Shield. The Lower Cretaceous units are lying at ~ 70-80 km from the northern samples (Figure 1b) and ~ 100 km from the southern samples [Wissmann, 1982]. Since samples come from an old cratonic lithosphere, the high rigidity of the latter [Burov and Cloetingh, 2011] allows us considering that it behaved as a block. Then, although the samples may have not been at the surface during the Early Cretaceous, they must have been close to it, i.e. at temperatures below 50°C.

These “constrained” modelings give more stable solutions compared to unconstrained modelings (Figures S3, S5, S6). Solutions show better predictions for AHe ages (Figures S3, S5, S6, Tables S1, S2, S3). In particular, the thermal histories predicted for TAS233 are very stable.

During an inverse modeling, QTQt software modifies the position of the (T,t) nodes of a thermal history to check if these changes give better solutions. The modifications of the (T,t) nodes can happen through a temperature change (T move), a time change (t move) and the suppression or the addition of a new (T,t) node (see detailed explanations in Gallagher [2012]). One single change occurs one iteration after the other and follows probabilistic rules. The user of QTQt can tune these probabilities to expend or restrain the exploration in either the time dimension or the temperature dimension for example. In the initial inverse modeling, we modified the probability of the “T move” to explore the temperature dimension (see Tables S1, S2, S3, Figures S3, S5).

In this first step, all modelings bring out at least one necessary reheating phase that occurs either shortly after the surface conditions of the beginning of the Early Cretaceous or later. The following step of forward modeling aims at precisising the timing and duration of this reheating phase.

Text S2. Second step: forward modeling with representative thermal histories

Within the previous modeled thermal histories we selected four different thermal paths that proposed various scenarios for the reheating phase (Figure S5) and then processed them with QTQt in forward modeling, for AOS and SC grouped samples (Figure S7, Tables S4, S5), given the thermal history of TAS233 is already well-defined.

The thermal histories HT1 and HT4 are similar. They show a reheating until 85°C at the Early/Late Cretaceous transition followed by a cooling until the end of the Late Cretaceous and a last reheating/cooling cycle during the Cenozoic (thermal peak of 80°C). Thermal history HT2 differs from HT1 and HT4 through the absence of the last reheating/cooling Cenozoic cycle. The final cooling occurs in Neogene from colder temperature than HT1 and HT4 (50°C). At last, thermal history HT3 shows the first reheating until the Early/Late Cretaceous transition but remains at high temperatures afterward (80-90°C) until the Neogene. Results are presented in Figure S7 and Tables S4, S5 (for the complete predicted dataset).

The scenarios HT1 and HT4 show the better fit to the data whichever kinetics is used (Figure S7, Tables S4, S5). The main points are that the burial occurring after the Late Jurassic/Early Cretaceous cooling must be followed by a second cooling event during the Late Cretaceous in order to be able to reproduce the old AHe ages. Thus, this sole cooling event is necessary but insufficient to account for the very young AHe ages. The last final inverse modeling step was then done using this additional constraint of a cooling during the Late Cretaceous to determine the Cenozoic history (Figures IV-11,-12,-13, S8, S9, S10, S11, S12).

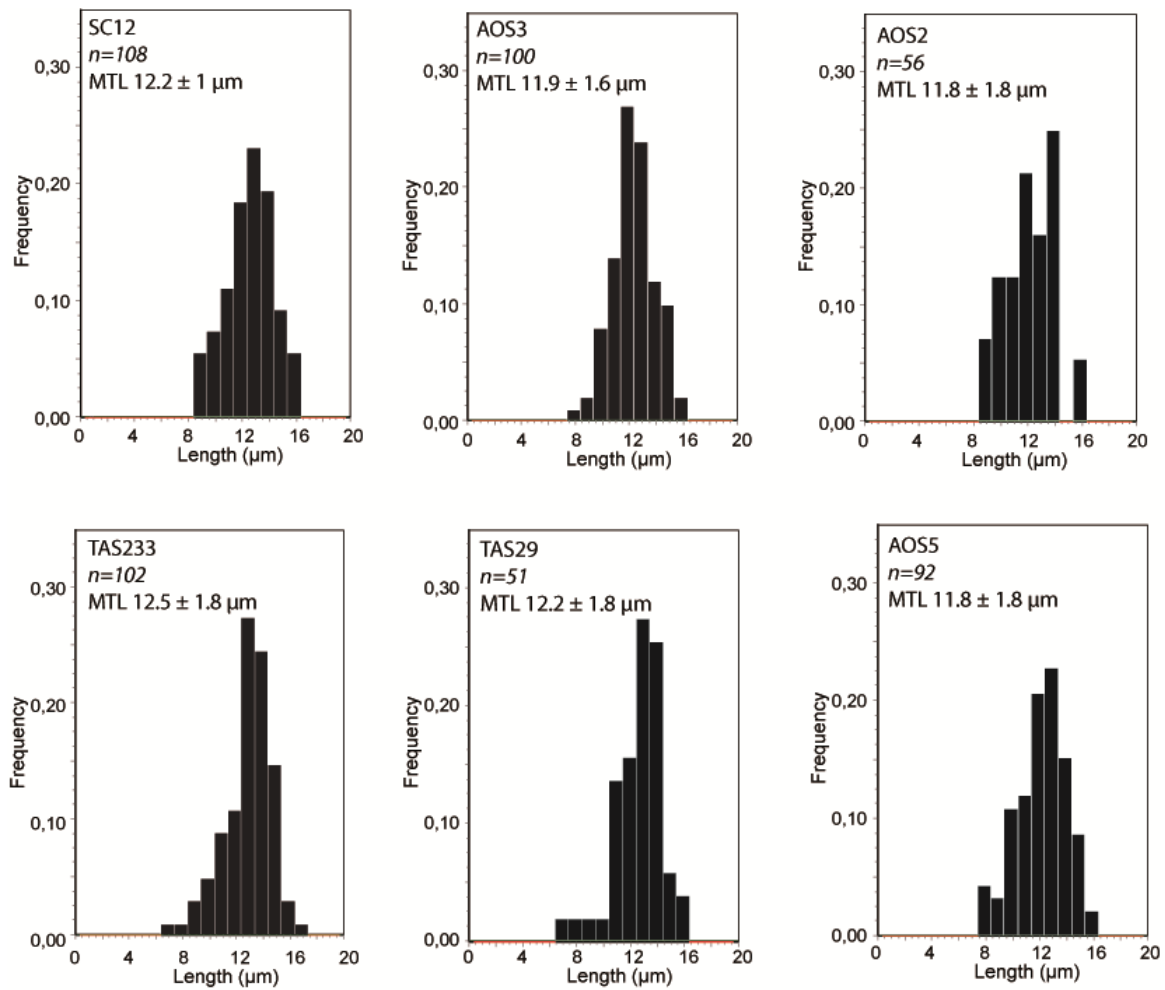


Figure S1. Individual track length plots for each sample (with more than 50 measured lengths). n indicate the number of measured tracks. MTL. Mean Track Length.

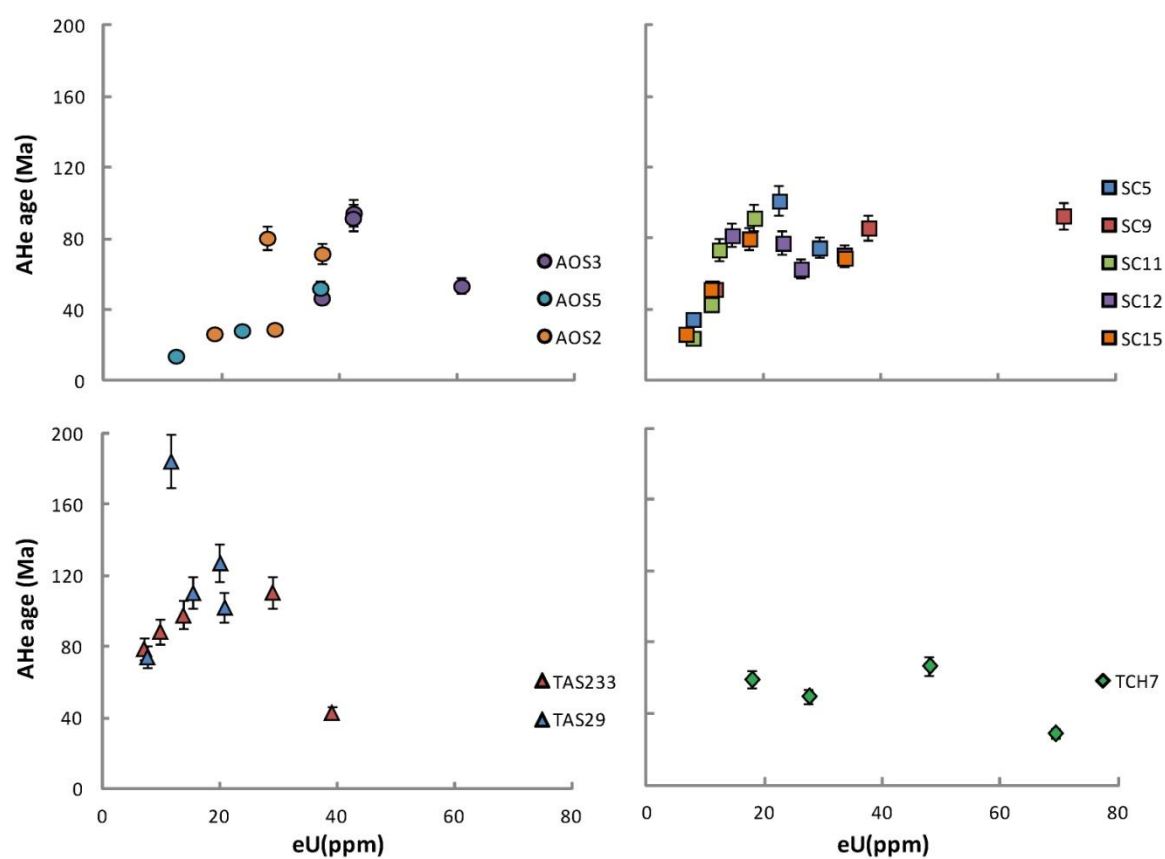


Figure S2. AHe age-eU plot for individual samples. Location of the samples is given in Figure IV-7b and Table 6.

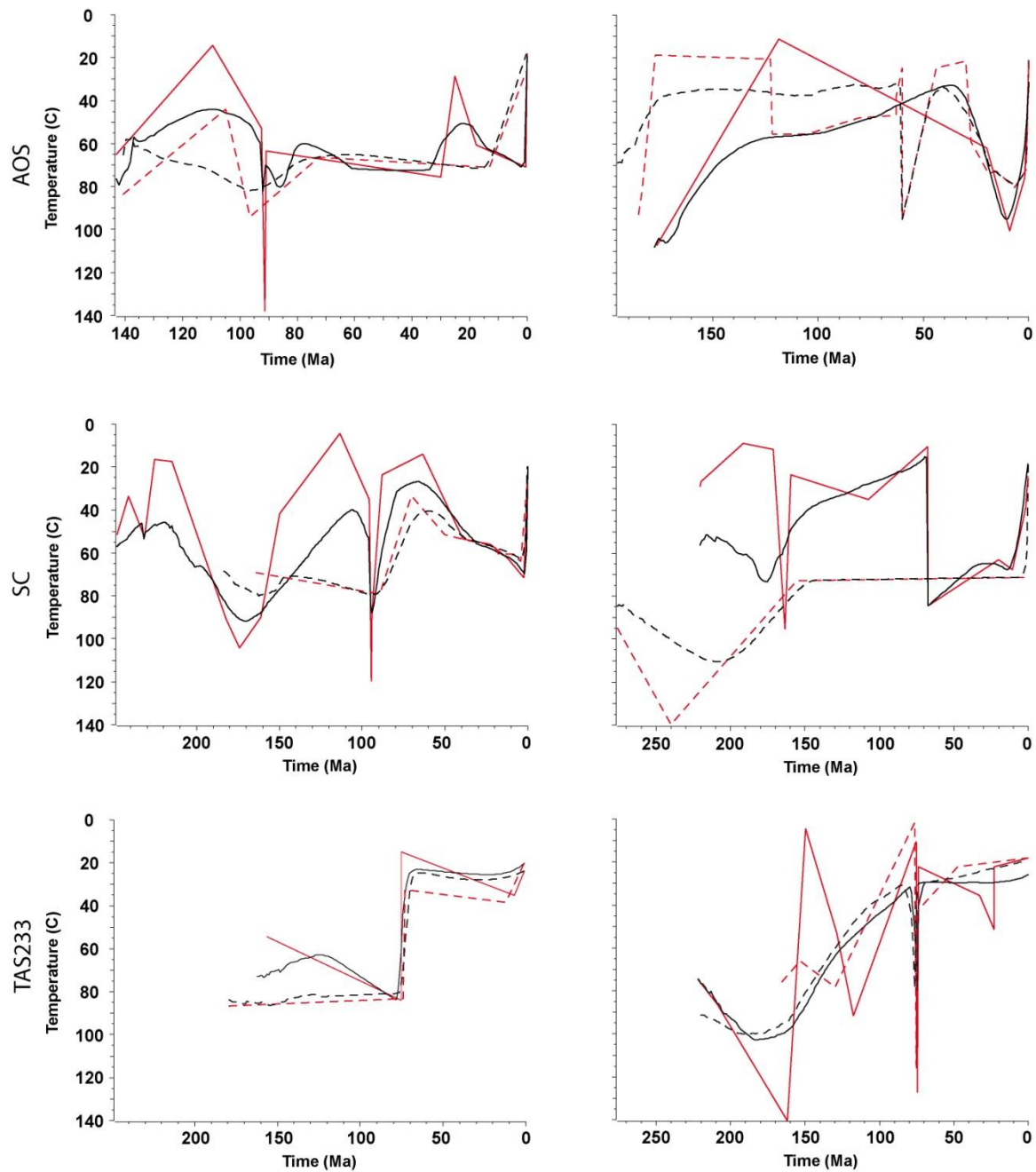


Figure S3. Unconstrained thermal modelings obtained through initial inverse modeling. On the left, modelings have been realized using the *Flowers et al.* [2009] kinetics, on the right, using the *Gautheron et al.* [2009] one. For each modeling, we present two thermal history results: in red curves, the maximum likelihood model; in black curves, the expected, or 'mean', model (details in *Gallagher* [2012]). Furthermore, the inverse modeling was carried out with two conditions for the exploration of the (T,t) space: dashed and solid lines represent two different probabilities for the temperature move (T move of 25 and 15, respectively; see explanation in Text S1 and further details in *Gallagher* [2012]). Time-scales are different for each modeling. Red and black colors represent respectively the maximum likelihood model and the expected model [*Gallagher*, 2012].

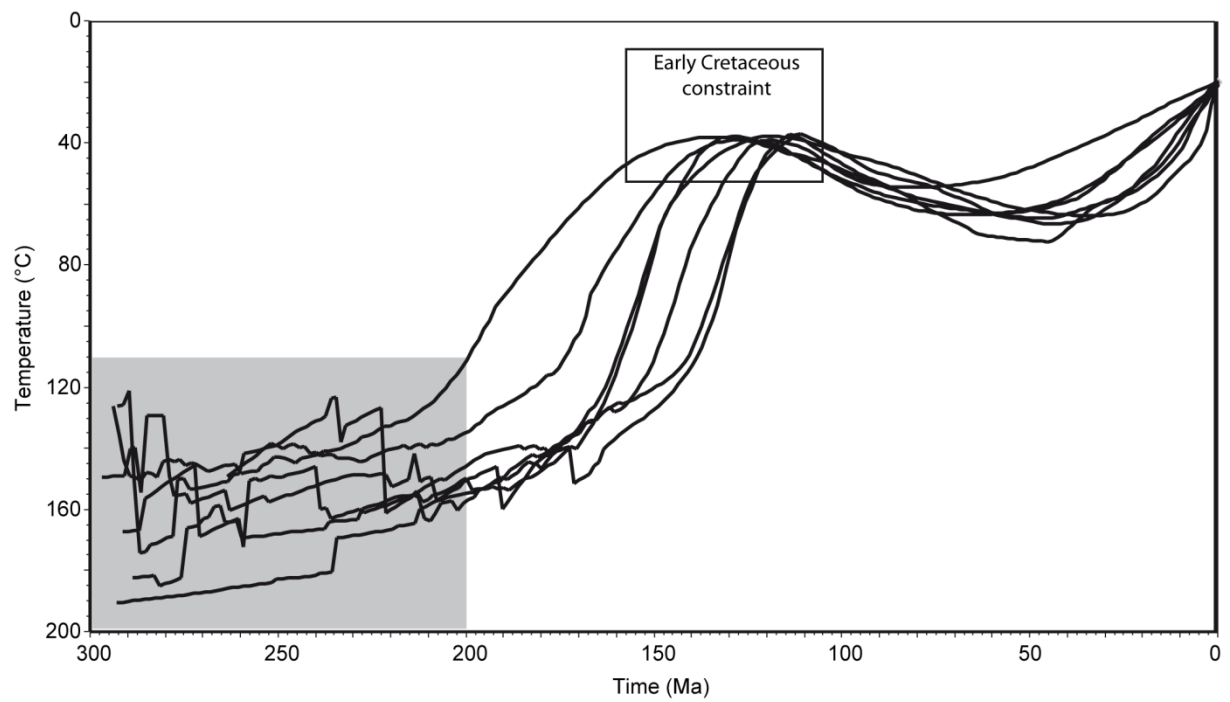


Figure S4. Inverse modelings of all AFT individual samples (with more than 50 measured track lengths) with the Early Cretaceous constraint only. The modeling has been done with HeFTy [Ketcham *et al.*, 2005]. Grey box indicates the temperature-time domain before 200 Ma for all these samples.

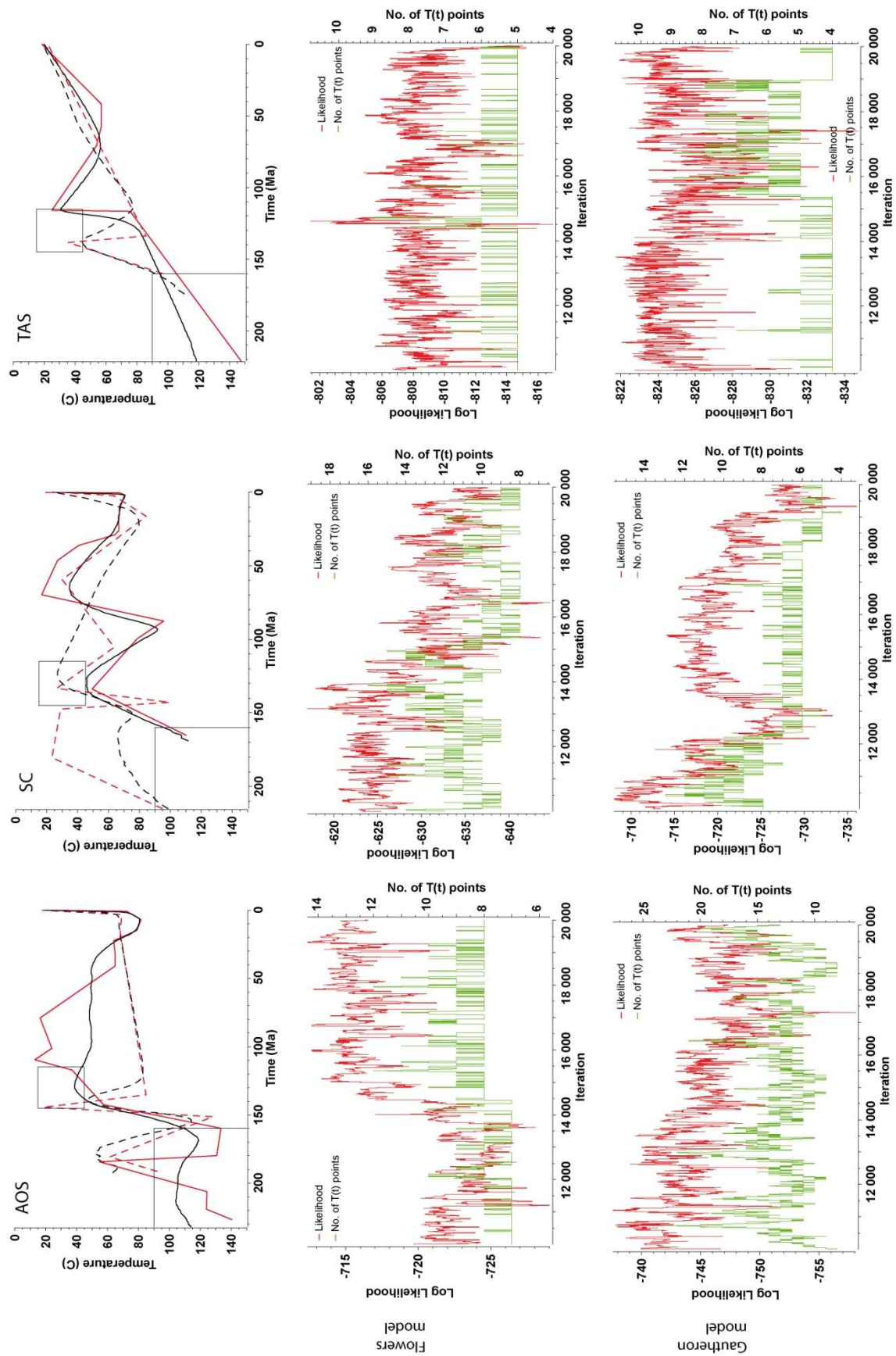


Figure S5. Inverse modeling with the Early Cretaceous stratigraphical constraint and the fact that data must be at temperatures higher than 110°C before 200 Ma (Figure S4). On the left column, thermal modelings are presented. The temperature move probability has been set to 25 (Text S1).

Black and red lines indicate the expected, or 'mean' model and the maximum likelihood model, respectively [Gallagher, 2012]. Dashed and continuous lines show the thermal histories obtained through the use of the *Gautheron et al.* [2009] and *Flowers et al.* [2009] kinetics, respectively. Predicted data are extensively given in Tables S1, S2 and S3. On the central and the right columns, the evolution of the Log Likelihood (in red) and the number of (T,t) points (in green) for the thermal histories are given, in function of the number of iterations of the post-burn-in phase [Gallagher, 2012]. The central panel and the right panel are showing respectively the results obtained through the use of the *Flowers et al.* [2009] and *Gautheron et al.* [2009] kinetics

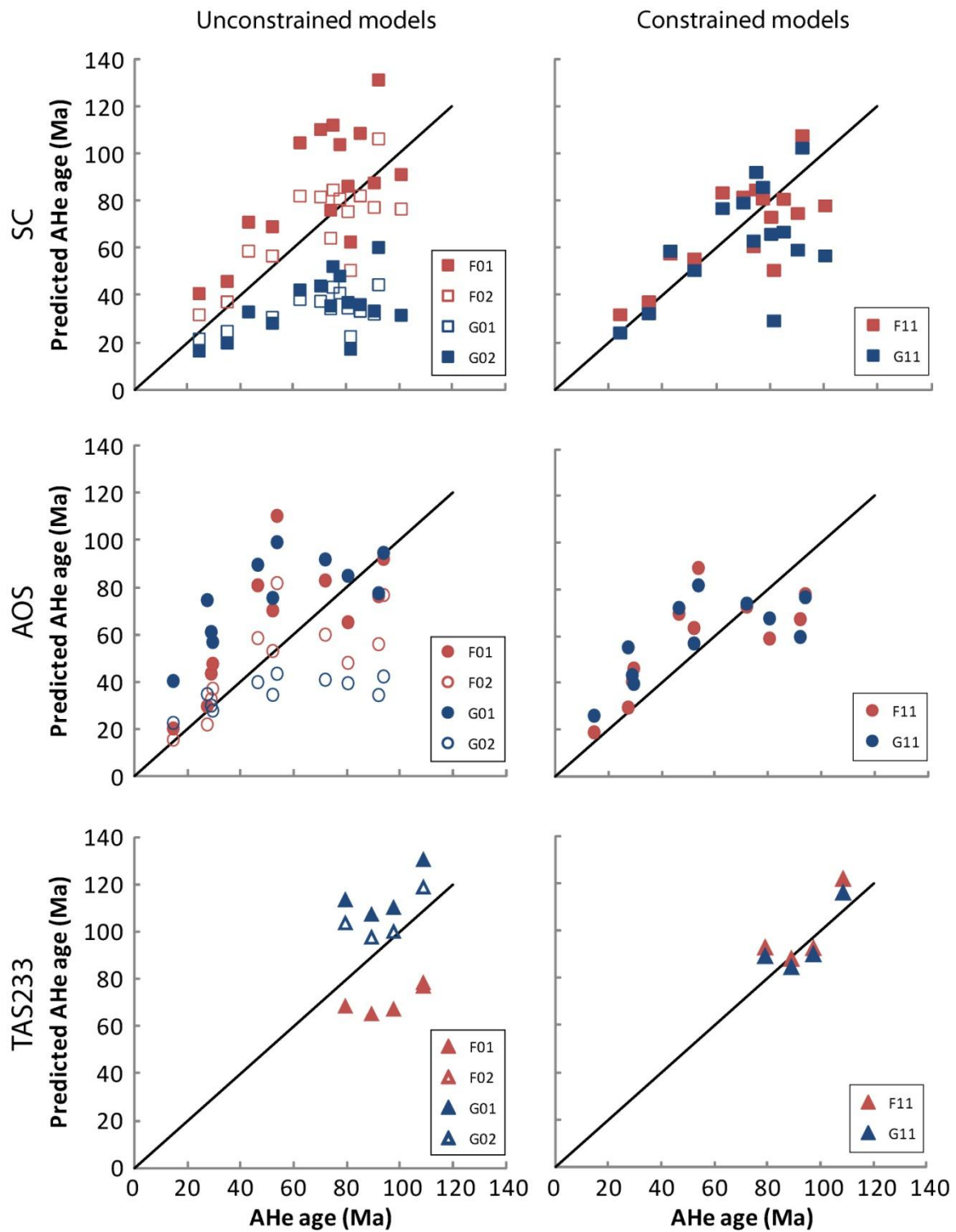


Figure S6. Predicted AHe ages against measured AHe ages for the first inverse modeling phase. On the left and right columns are presented the results for the unconstrained and constrained models, respectively. The black line shows the $x = y$ relationship. Results from different tests (01, 02, 11 and 12) are given, using the two radiation and damage annealing models of Gautheron et al. [2009] and Flowers et al. [2009] (F or G). Corresponding predicted data are extensively presented in Tables S1, S2 and S3 and modeled thermal histories are presented in Figures S3 and S5.

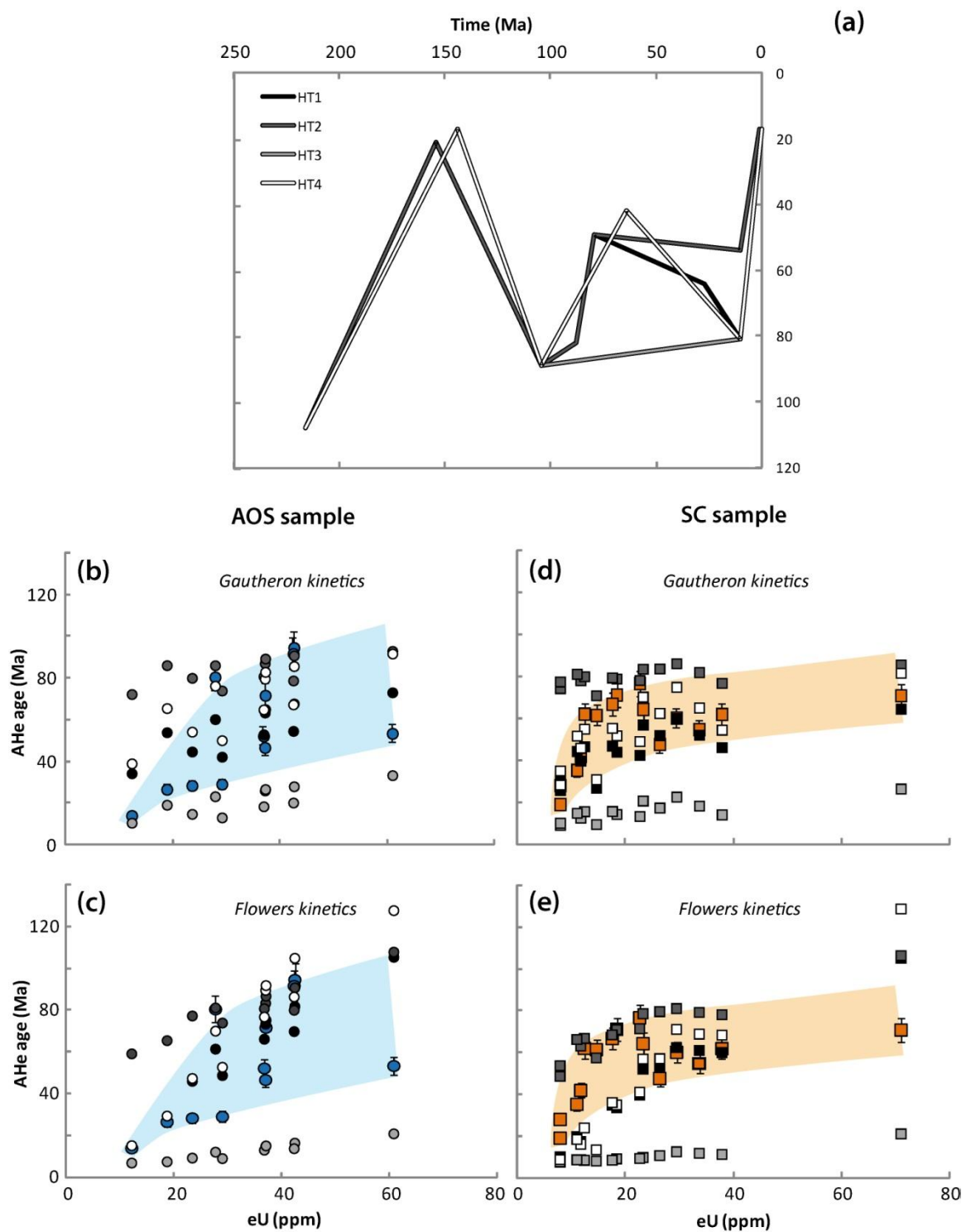


Figure S7. Forward modeling results. (a) Four different thermal paths are tested, HT1 (black), HT2 (dark grey), HT3 (light grey) and HT4 (white). (b, c) AHe age-eU plots for AOS grouped sample. Blue circles show the measured data. Black, dark and light grey and white circles show the predicted data for the corresponding tested thermal paths. (d,e) AHe age-eU plots for SC grouped sample. Black, dark and light grey and white squares show the predicted data for the corresponding tested thermal paths. For each plot, the maximum dispersion of the measured data is underlined with a colored spindle (blue for AOS and orange for SC), allowing a better comparison with the predicted data (see Text S1).

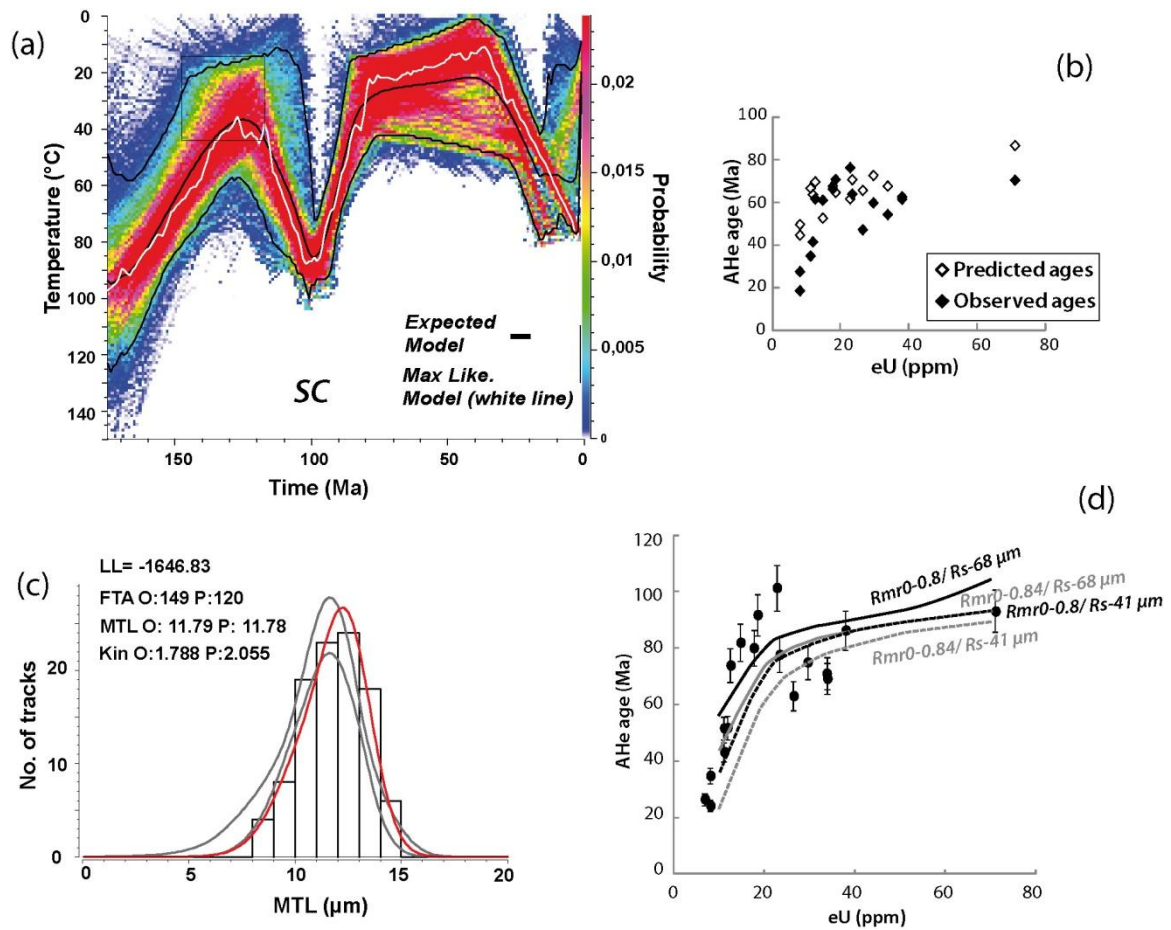


Figure S8. Alternative final modeling for SC sample, processed with the *Flowerset al.* [2009] code for the radiation damage and annealing. (a) Thermal history. Black box indicates the stratigraphical constraint of the Early Cretaceous. Max. Like: Maximum likelihood model. (b) Predicted AHe ages against observed AHe ages. (c) Predicted lengths distribution (grey and red curves), Mean Track Length (MTL) and Dpar (Kin) against the observed ones. FTA: Fission Track Age; O: Observed; P: Predicted; LL: Log Likelihood. (d) Predicted AHe-eU relationships for the thermal history of the expected model (black line in (a)) given the r_{mro} and the grain size ranges.

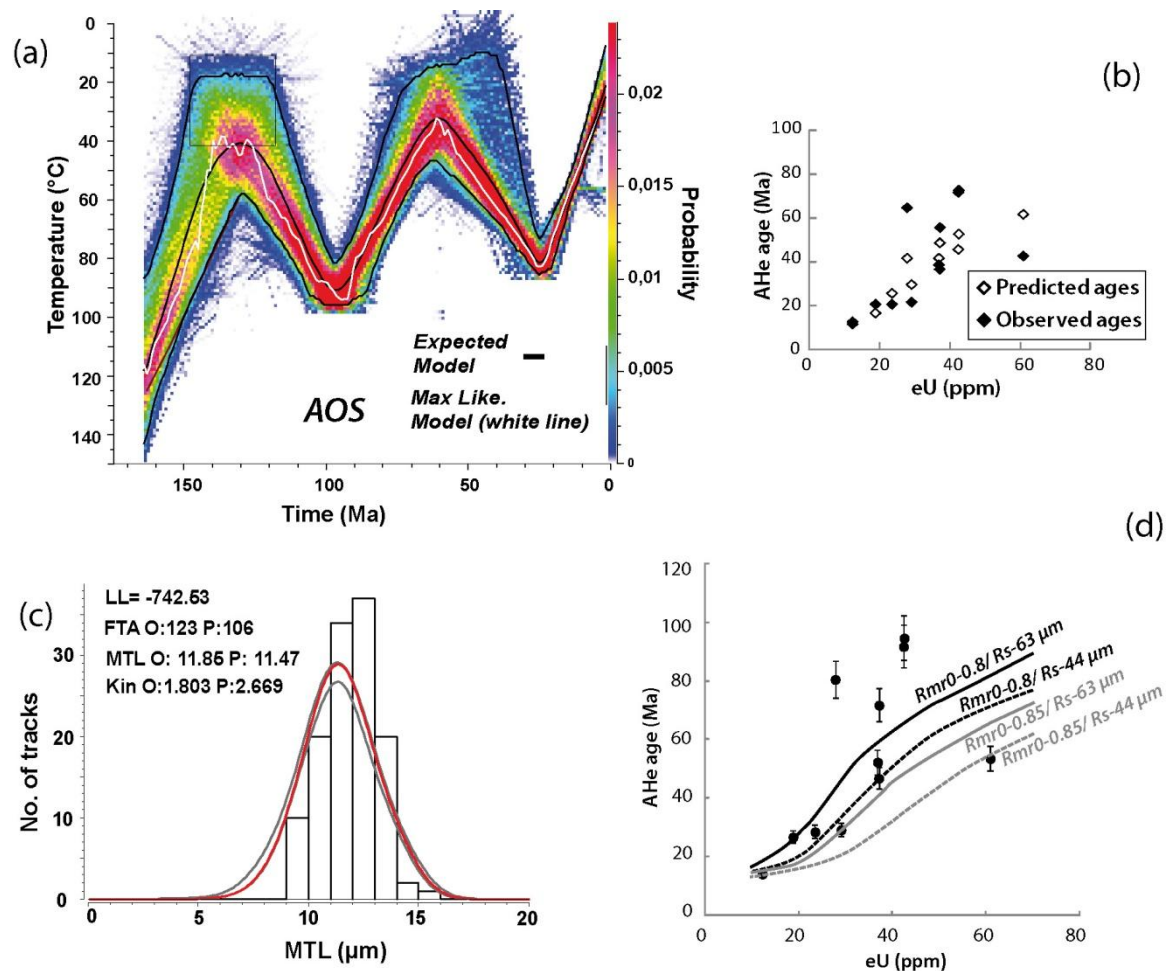


Figure S9. Alternative final modeling for AOS sample. Legend is the same than figure S8.

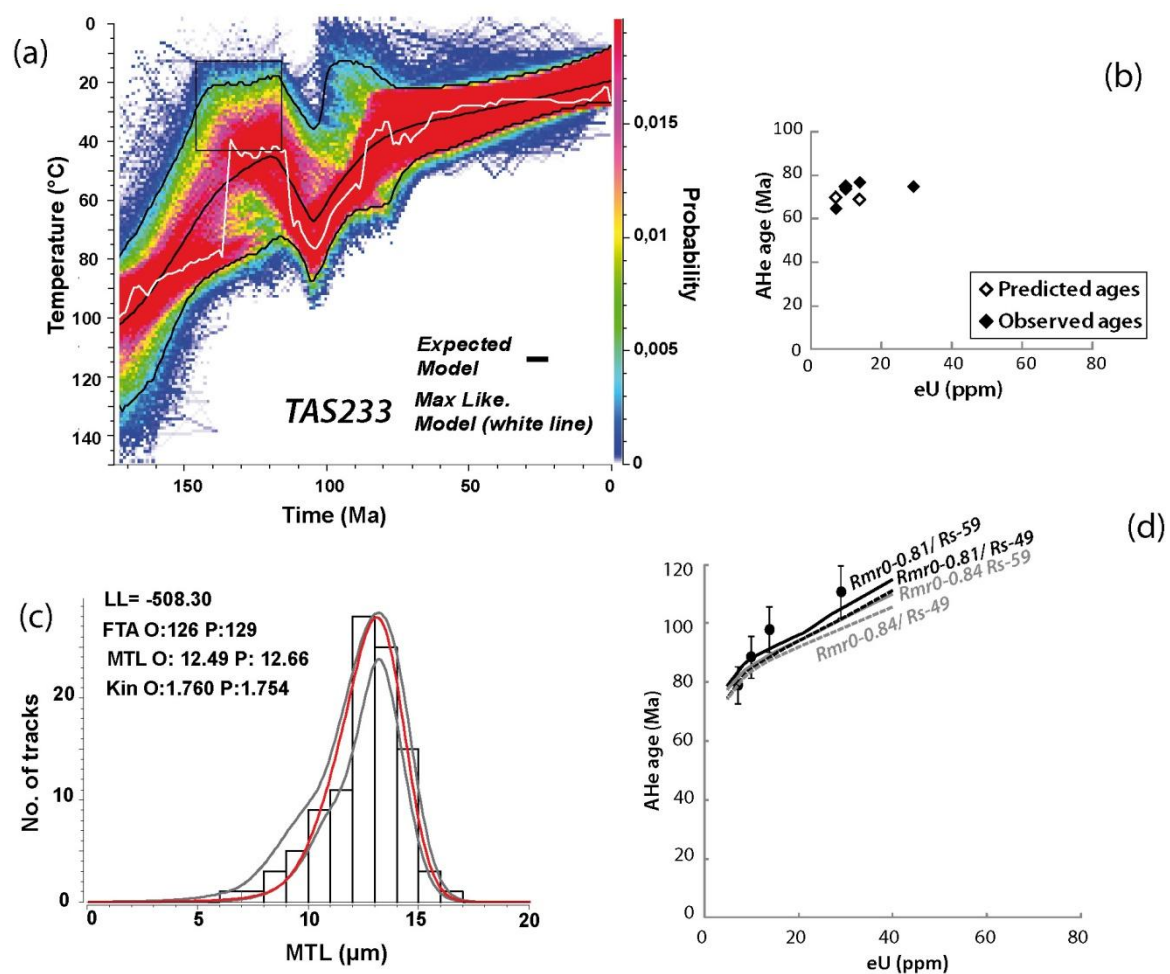


Figure S10. Alternative final modeling for TAS233 sample. Legend is the same than figure S8.

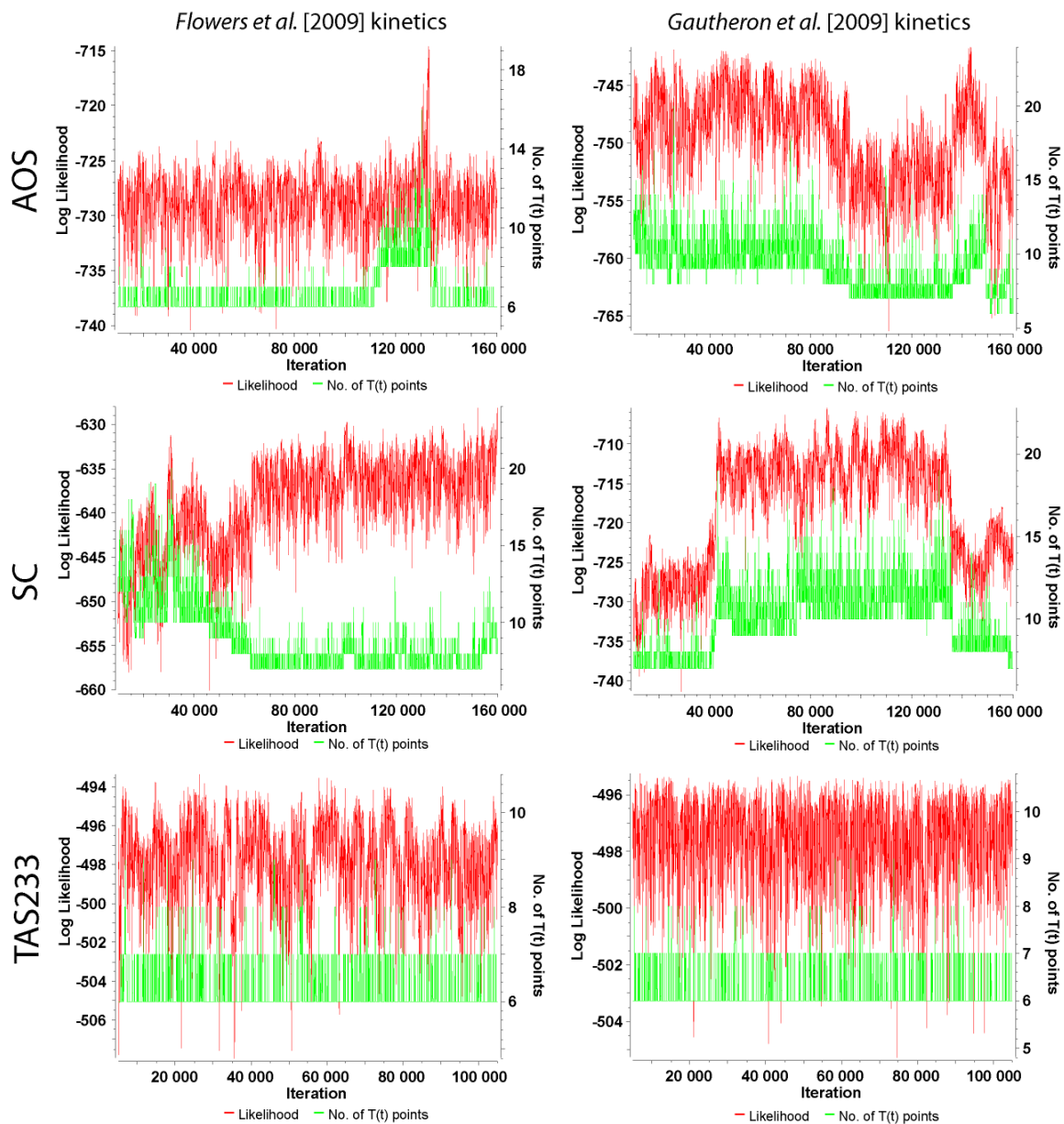


Figure S11. Plots showing the evolution of the LogLikelihood values and the number of (T,t) points in function of the number of iterations during the post-burn-in phase. They present the results for the final inverse thermal modelings with the two kinetics models.

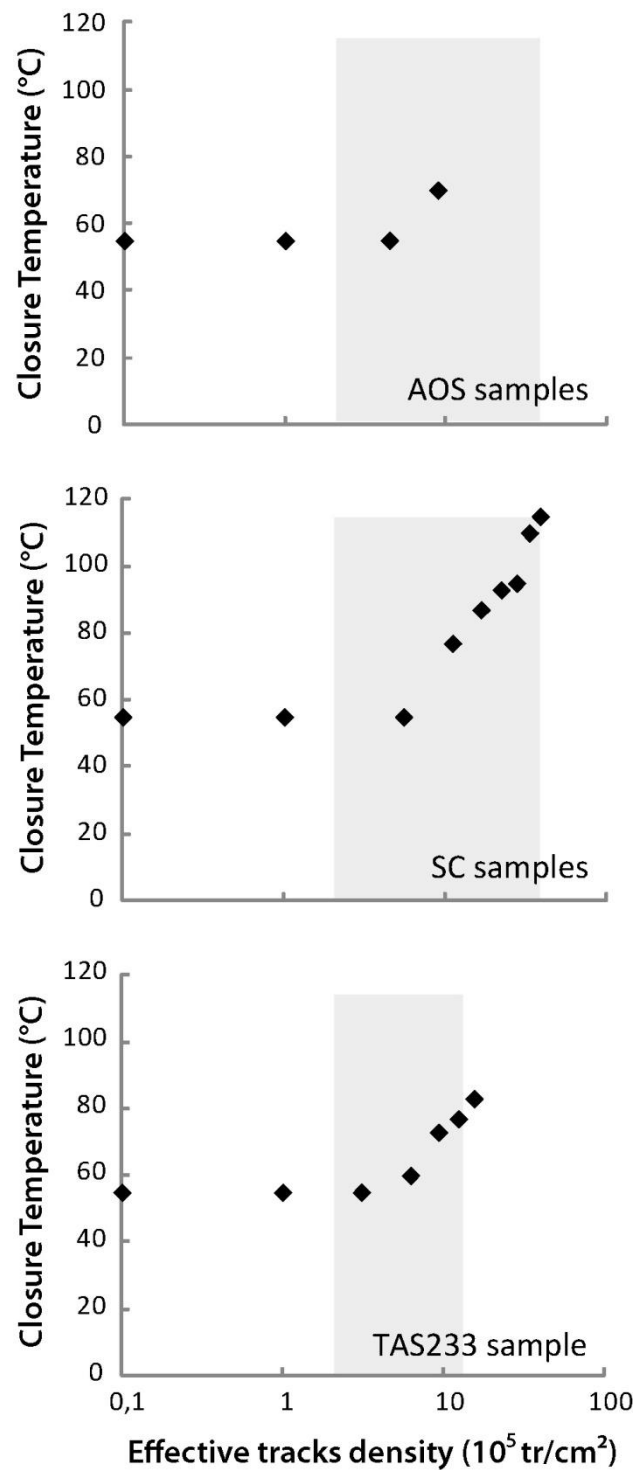


Figure S12. Closure temperatures for the final thermal histories modeled with the *Flowers et al.* [2009] kinetics. Various points were obtained using the full range of eU within each AHe dataset for each sample (0-70 ppm for AOS and SC samples; 0-40 ppm for TAS233 sample) after calculations from *Flowers et al.* [2009]. Light grey boxes show the whole variation based on the corresponding AFT datasets.

		Unconstrained modelings [<i>Flowers et al.</i> ,2009]		Unconstrained modelings [<i>Gautheron et al.</i> ,2009]		Inverse constrained modelings - T proposal move 0.25	
		F.0.1 model	F.0.2 model	G.0.1 model	G.0.2 model	F.1.1 model	G.1.1 model
		<i>T proposal</i> <i>move 0.15</i>	<i>T proposal</i> <i>move 0.25</i>	<i>T proposal</i> <i>move 0.15</i>	<i>T proposal</i> <i>move 0.25</i>	<i>Double</i> <i>constraint</i>	<i>Double</i> <i>constraint</i>
	AHe ages (Ma)	Predicted AHe ages (Ma)					
AHe 1	52	69	57	31	28	56	51
AHe 2	85	109	82	33	36	81	67
AHe 3	92	131	106	45	60	108	102
AHe 4	24	41	32	22	17	32	24
AHe 5	74	76	64	35	36	61	63
AHe 6	90	88	77	32	34	75	59
AHe 7	43	71	59	33	33	58	59
AHe 8	81	63	51	23	17	51	29
AHe 9	77	104	81	41	48	81	86
AHe 10	62	105	82	38	42	84	77
AHe 11	70	110	82	38	44	82	79
AHe 12	101	91	77	32	32	78	57
AHe 13	35	46	37	25	20	37	32
AHe 14	75	112	85	44	52	85	92
AHe 15	80	86	76	35	37	73	66
AFT (Ma)	149	138	116	145	130	112	148
MTL (μm)	11.8	11	11.2	11.3	11.2	11.4	11.6
Kin (μm)	1.79	2.02	2.04	2.65	2.63	2.05	2.63
LogLikelihood		-1128	-655.7	-1316.1	-1300.8	-648.8	-749.3

Table S1. Initial inverse modeling predictions for AHe and AFT data for various tests on SC sample. Left and central columns summarize the predictions for the unconstrained inverse modelings, using the two different radiation and damage annealing models of *Gautheron et al.* [2009] and *Flowers et al.* [2009] (see Figure S3). Right column gives the predictions for the double-constraint model (Figure S5). Names of the different scenarios (F01, F02, G01, G02, F11, G11) correspond to the ones used in Figure S6). The T proposal move is explained in Text S1.

		Unconstrained modelings [<i>Flowers et al.</i> ,2009]		Unconstrained modelings [<i>Gautheron et al.</i> ,2009]		Inverse constrained modelings - T proposal move 0.25	
		F.0.1 model	F.0.2 model	G.0.1 model	G.0.2 model	F.1.1 model	G.1.1 model
		<i>T proposal move 0.15</i>	<i>T proposal move 0.25</i>	<i>T proposal move 0.15</i>	<i>T proposal move 0.25</i>	<i>Double constraint</i>	<i>Double constraint</i>
	AHe ages (Ma)	Predicted AHe ages (Ma)					
AHe 1	93	92	77	95	42	78	77
AHe 2	92	76	56	78	34	67	60
AHe 3	46	81	59	90	40	70	72
AHe 4	53	110	82	99	43	89	82
AHe 5	14	20	15	40	23	19	26
AHe 6	29	43	33	61	30	41	43
AHe 7	52	70	53	76	34	64	57
AHe 8	72	83	60	92	41	73	74
AHe 9	80	65	48	85	39	59	68
AHe 10	27	30	22	75	35	30	55
AHe 11	29	48	37	57	28	46	40
AFT (Ma)	123	101	97	123	134	110	114
MTL (μm)	11.9	11.9	11.7	11.7	11.6	11.3	11.6
Kin (μm)	1.8	2.6	2.7	2.6	2.6	2.66	2.66
LogLikelihood		-1117.9	-741.6	-2713.1	-905.9	-890.5	-1178.8

Table S2. Initial inverse modeling predictions for AHe and AFT data for various tests on AOS sample.
Legend is the same than Table S1.

		Unconstrained modelings [Flowers et al.,2009]		Unconstrained modelings [Gautheron et al.,2009]		Inverse constrained modelings - T proposal move 0.25	
		F.0.1 model	F.0.2 model	G.0.1 model	G.0.2 model	F.1.1 model	G.1.1 model
		<i>T proposal move 0.15</i>	<i>T proposal move 0.25</i>	<i>T proposal move 0.15</i>	<i>T proposal move 0.25</i>	<i>Double constraint</i>	<i>Double constraint</i>
	AHe ages (Ma)	Predicted AHe ages (Ma)					
AHe 1	89	65	65	107	98	88	84
AHe 2	109	77	78	130	119	122	116
AHe 3	79	68	68	113	104	93	89
AHe 4	97	67	67	110	100	92	90
AFT (Ma)	126	109	106	132	128	130	120
MTL (μm)	12.5	12.1	12.1	12.8	12.7	12.6	12.3
Kin (μm)	1.76	2.05	2.02	1.82	1.84	1.72	1.86
LogLikelihood		-642.3	-649.2	-1216	-1030.7	-500.6	-498.2

Table S3. Initial inverse modeling predictions for AHe and AFT data for various tests on TAS233 sample. Legend is the same than Table S1.

	Measured Data	Predicted Data <i>Gautheron et al. [2009] kinetics</i>				Predicted Data <i>Flowers et al. [2009] kinetics</i>			
		HTG1	HTG2	HTG3	HTG4	HTF1	HTF2	HTF3	HTF4
AHe 1	52	40	78	12	46	17	63	9	16
AHe 2	86	46	77	14	54	60	78	11	68
AHe 3	93	64	85	26	81	105	106	21	129
AHe 4	24	26	74	9	28	9	49	8	8
AHe 5	74	46	80	15	55	24	67	8	24
AHe 6	92	44	79	14	52	34	71	9	35
AHe 7	43	44	81	15	52	20	66	9	18
AHe 8	82	27	71	9	31	13	57	8	13
AHe 9	78	57	83	21	70	52	79	10	57
AHe 10	63	52	84	17	62	53	80	11	57
AHe 11	71	52	82	18	65	61	79	12	69
AHe 12	101	42	78	13	49	40	71	9	41
AHe 13	35	31	77	10	35	10	54	7	9
AHe 14	75	60	86	22	75	62	81	12	71
AHe 15	80	47	79	16	55	35	68	8	36
AFT	149	93	108	34	102	93	108	34	102
MTL	11.8	10.1	11.1	10.4	10.1	10.1	11.1	10.4	10.1

Table S4. Forward modelings predictions for AHe and AFT data for the four scenarios for SC sample (Figure S7).

	Measured Data	Predicted Data <i>Gautheron et al. [2009] kinetics</i>				Predicted Data <i>Flowers et al. [2009] kinetics</i>			
		HTG1	HTG2	HTG3	HTG4	HTF1	HTF2	HTF3	HTF4
AHe 1	95	68	91	28	86	82	91	17	105
AHe 2	92	55	79	20	67	70	80	14	87
AHe 3	47	64	87	26	80	73	83	15	90
AHe 4	54	73	93	33	92	105	108	21	128
AHe 5	14	34	72	11	39	15	59	7	15
AHe 6	29	45	80	15	54	46	77	10	48
AHe 7	52	53	81	19	65	66	81	13	77
AHe 8	72	65	89	27	83	75	87	15	92
AHe 9	81	60	86	23	76	62	81	12	70
AHe 10	27	54	86	19	66	30	66	8	30
AHe 11	29	42	74	13	50	49	74	9	53
AFT	123	93	108	34	102	94	109	35	103
MTL	11.9	10.1	11.1	10.4	10.1	10.1	11.1	10.3	10.1

Table S5. Forward modelings predictions for AHe and AFT data for the four scenarios for AOS sample (Figure S7).

Annexe 6: Rapports isotopiques des datations U-Pb

Echantillon J6.2

<i>Isotope ratios</i>							
Analysis	Pb207 / Pb206	Pb206 / U238	Pb207 / U235	Pb208 / Th232	Pb208 / Pb206	Th232 / U238	U238 / Si29
stdcz1	0,05353	0,0537	0,39583	0,01717	0,03233	0,10157	0,01155
stdcz2	0,05291	0,05356	0,38822	0,01667	0,03176	0,10251	0,01163
stdcz3	0,05256	0,05366	0,38854	0,01711	0,03181	0,10023	0,01138
glass1	0,90124	0,24033	84,88938	0,51205	2,23712	1,05474	0,00027
glass2	0,91627	0,2322	95,97615	0,49621	2,24561	1,05556	0,00028
G001	0,07095	0,16309	1,5484	0,04901	0,12617	0,42172	0,00186
G002	0,1282	0,4137	7,36443	0,1187	0,14989	0,52475	0,00067
G003	0,18781	0,29829	7,64874	0,06294	0,12812	0,6099	0,01138
G004	0,12622	0,39671	6,61187	0,10507	0,12341	0,46807	0,00241
G005	0,17329	0,50146	10,88657	0,11656	0,29415	1,27117	0,00087
G006	0,06619	0,13126	1,1624	0,03966	0,28219	0,93818	0,00429
G007	0,19324	0,52099	13,5006	0,14042	0,12648	0,47135	0,0056
G008	-0,05733	0,1397	-1,13308	0,04147	0,23154	0,78348	0,00092
G009	0,04908	0,05449	0,35568	0,01622	0,09573	0,32298	0,00322
G010	0,14766	0,18168	3,69687	0,07951	0,02692	0,06179	0,02497
G011	0,12365	0,24024	3,94402	0,06753	0,121	0,43236	0,00575
G012	0,12595	0,40426	6,56346	0,11332	0,09379	0,33608	0,00098
G013	0,19726	0,54436	14,18971	0,14659	0,18751	0,69944	0,00088
G014	0,08526	0,1107	1,29974	0,04929	0,25787	0,5817	0,00043
G015	0,19325	0,30288	8,17945	0,11533	0,08475	0,22356	0,0133
G016	0,12906	0,41437	7,08064	0,11276	0,26223	0,96793	0,0023
G017	0,06549	0,10051	0,82967	0,03031	0,28213	0,93973	0,0007
G018	0,07447	0,09816	0,98503	0,03317	0,21502	0,6392	0,00179
G019	0,05988	0,09618	0,76188	0,02839	0,10919	0,37161	0,00392
G020	0,31411	0,85071	34,24818	0,2316	0,35288	1,302	0,00061
G021	0,11607	0,10342	1,6531	0,03527	0,12112	0,35673	0,01098
G022	0,21598	0,54869	15,29118	0,14776	0,11636	0,43402	0,00146
G023	0,0798	0,05004	0,55206	0,0105	0,20408	0,97716	0,00779
G024	0,20349	0,60435	16,51788	0,12399	0,06473	0,31691	0,00413
G025	0,07464	0,177	1,69796	0,05193	0,37026	1,26756	0,00107
G026	0,1197	0,36642	5,70357	0,10318	0,11695	0,41716	0,00316
G027	0,17256	0,36991	8,35907	0,10008	0,23538	0,87387	0,00459
G028	0,1313	0,39691	7,08925	0,11618	0,20712	0,71077	0,00091
G029	0,06198	0,11397	0,94727	0,0351	0,08679	0,28302	0,00296
G030	0,06071	0,10799	0,85209	0,03349	0,33549	1,08675	0,00201
stdcz4	0,05316	0,05367	0,39291	0,01691	0,0315	0,10041	0,01207
stdcz5	0,05345	0,0536	0,39944	0,01736	0,03205	0,09941	0,01248
G031	0,11465	0,33229	5,01188	0,0898	0,18142	0,67435	0,00133

G033	0,17284	0,37844	8,43913	0,09641	0,23674	0,93342	0,00571
G032	0,1316	0,28627	5,01574	0,04186	0,17521	1,20353	0,00277
G034	0,0744	0,17062	1,61986	0,05129	0,24509	0,81891	0,00144
G035	0,07603	0,12504	1,23494	0,04084	0,28608	0,87978	0,00229
G036	0,20354	0,54173	14,76204	0,15194	0,01519	0,0544	0,00461
G037	0,22725	0,61685	18,47807	0,16979	0,10186	0,37171	0,00403
G038	0,08676	0,25352	2,94086	0,07451	0,27169	0,92852	0,00434
G039	0,16404	0,43291	9,48379	0,10822	0,25082	1,00787	0,00097
G040	0,10959	0,30788	4,74644	0,09129	0,21617	0,73229	0,00069
G041	0,05789	0,08253	0,6434	0,03138	0,0576	0,15218	0,00903
G042	0,09215	0,24591	2,95444	0,07501	0,16959	0,55848	0,00041
G043	0,12549	0,43579	7,33985	0,09249	0,07661	0,36255	0,00151
G044	0,13101	0,26989	4,75562	0,08663	0,15796	0,4943	0,00476
G045	0,05434	0,06282	0,46522	0,01991	0,14907	0,47249	0,0082
G046	0,07707	0,16287	1,67183	0,05315	0,45137	1,38919	0,0035
G047	0,09165	0,04462	0,47799	0,01357	0,4798	1,58527	0,0004
G048	0,07731	0,1042	0,99247	0,03597	0,27518	0,80064	0,00088
G049	0,07159	0,14023	1,28609	0,04266	0,39843	1,31569	0,00148
G050	0,06436	0,09332	0,77759	0,03137	0,32072	0,9584	0,00046
G051	0,0552	0,06049	0,43883	0,01765	0,32077	1,10425	0,00458
G052	0,12304	0,36257	5,78055	0,10131	0,26452	0,95086	0,00143
G053	0,12588	0,3717	7,10384	0,09939	0,19873	0,74653	0,00164
G054	0,12783	0,23493	4,16943	0,03699	0,16852	1,07497	0,00823
G055	0,06469	0,10677	0,88251	0,03134	0,1651	0,56504	0,0008
G056	0,06145	0,09637	0,79901	0,03122	0,01269	0,03934	0,00186
G057	0,22467	0,53879	16,43001	0,14699	0,01397	0,05142	0,00433
G058	0,06111	0,10673	0,91192	0,03119	0,46755	1,60704	0,00898
G059	0,05671	0,10006	0,70159	0,03021	0,1432	0,47635	0,00104
G060	0,51757	1,81595	0,4949	-0,7075	-0,26974	0,69545	0
stdcz6	0,05441	0,05451	0,40722	0,01762	0,03263	0,10141	0,01207
stdcz7	0,05365	0,05355	0,39662	0,01715	0,03276	0,10275	0,01227
G061	0,06136	0,10453	0,85533	0,03221	0,21531	0,70182	0,00163
G062	0,20136	0,59207	15,32547	0,15678	0,37269	1,41378	0,00146
G063	0,06033	0,10364	0,81047	0,03115	0,23472	0,78439	0,00202
G064	0,19993	0,57249	15,17978	0,15447	0,11139	0,41469	0,00357
G065	0,05843	0,09924	0,76659	0,03018	0,21025	0,69453	0,00069
G066	-0,77416	-4,16886	2,74488	-1,4266	1,71123	5,02315	0
G067	0,17005	0,36537	8,61344	0,09727	0,27016	1,01937	0,00789
G068	0,06051	0,09107	0,70788	0,02766	0,30611	1,01226	0,00187
G069	0,09841	0,10052	1,37592	0,02517	0,06416	0,25739	0,03007
G070	0,13131	0,37051	6,17828	0,1012	0,2239	0,82348	0,00115
G071	0,06222	0,08758	0,75399	0,02731	0,21806	0,70247	0,01137
G072	0,08093	0,20181	2,13892	0,06077	0,16185	0,53993	0,00211
G073	0,12512	0,39823	6,48527	0,11275	0,18165	0,64447	0,00149
G074	0,16707	0,46148	10,0885	0,12995	0,14075	0,50206	0,00113
G075	0,1252	0,35427	5,53193	0,09892	0,14807	0,53266	0,00042

G076	0,15746	0,37662	7,87366	0,10823	0,10426	0,36443	0,0048
G077	0,12929	0,38521	6,44444	0,10967	0,1676	0,59139	0,00255
G078	0,12734	0,41626	7,03576	0,11962	0,12054	0,42136	0,00053
G079	0,12817	0,02769	0,49246	0,02819	0,37671	0,37169	0,0304
G080	0,11352	0,08013	1,24554	0,02997	0,28304	0,76015	0,01142
G081	0,18245	0,50921	12,394	0,13712	0,18327	0,6837	0,00104
G082	0,11716	0,09636	1,53697	0,03695	0,12715	0,33312	0,01154
G083	0,12533	0,39435	6,42086	0,11038	0,12983	0,46596	0,00297
G084	0,06047	0,09231	0,72251	0,02758	0,21101	0,70957	0,00067
G085	0,16089	0,43553	9,12908	0,12364	0,25633	0,90708	0,00144
G086	0,21852	0,0964	2,9396	0,02548	0,23604	0,89721	0,02419
G087	0,16303	0,48301	10,4313	0,13063	0,27231	1,01151	0,00104
G088	0,15728	0,04194	0,93143	2,15155	1,44769	0,02835	0,02482
G089	-5,56306	-0,08445	-4,29828	-0,22485	-0,42409	-0,16001	0
G090	0,12679	0,41684	7,09946	0,12044	0,18475	0,64236	0,0009
stdcz8	0,05366	0,05356	0,39574	0,01732	0,03383	0,1051	0,01263
stdcz9	0,05276	0,05356	0,39128	0,01682	0,03039	0,09719	0,01127
G091	0,06258	0,09807	0,79815	0,03192	0,12512	0,38619	0,00294
G092	0,15953	0,35942	7,87949	0,10137	0,16042	0,57143	0,00732
G093	0,1305	0,26019	4,47927	0,08525	0,17627	0,54044	0,00324
G094	0,12473	0,3074	4,91412	0,09469	0,16378	0,53412	0,00244
G095	0,19121	0,56298	14,22814	0,15362	0,07956	0,29292	0,0044
G096	0,16089	0,47303	9,86366	0,12926	0,53461	1,96546	0,00143
G097	0,13012	0,38417	6,84382	0,10625	0,39288	1,42714	0,00079
G098	0,06376	0,10076	0,8085	0,02955	0,2001	0,68556	0,00106
G099	0,0645	0,11392	0,93463	0,03279	0,17982	0,62755	0,00081
G100	0,22151	0,05337	1,61643	0,04515	0,53433	0,63456	0,01543
G101	0,11087	0,07251	1,10508	0,04274	0,07069	0,12049	0,01677
G102	0,14319	0,12679	2,51046	0,02093	0,16512	1,00475	0,00994
G103	0,20196	0,58681	15,28727	0,1535	0,23768	0,91287	0,00333
G104	0,09868	0,09272	1,293	0,03312	0,24724	0,69544	0,0014
G105	0,07239	0,17646	1,68863	0,05214	0,12605	0,42861	0,00401
G106	0,07795	0,17612	1,72169	0,05215	0,27111	0,91981	0,00081
G107	0,13271	0,22037	4,08358	0,07541	0,13615	0,39973	0,01677
G108	0,21726	0,54196	15,70103	0,08837	0,01355	0,0835	0,00289
G109	0,06328	0,10363	0,84081	0,02994	0,29332	1,01981	0,00027
G110	0,1629	0,48509	10,32288	0,12077	0,15485	0,62488	0,00145
G111	0,12678	0,40526	6,85954	0,1079	0,14721	0,55549	0,00238
G112	0,17326	0,30112	6,91591	0,08162	0,31473	1,16664	0,00508
G113	0,2131	0,59602	16,26385	0,15213	0,83219	3,27575	0,00045
G114	0,13915	0,17915	3,42764	0,04976	0,20095	0,72691	0,04929
G115	0,18104	0,44918	10,11317	0,12953	0,432	1,50515	0,00166
G116	0,1246	0,34713	5,68282	0,08954	0,10576	0,41196	0,0015
G117	0,13585	0,0809	1,50344	0,02311	0,40848	1,43672	0,01603
G118	0,17123	0,40878	9,06292	0,08122	0,10625	0,53732	0,00168
G119	0,16108	0,4351	9,32496	0,13231	0,34686	1,14607	0,00344

G120	0,11335	0,30598	4,39369	0,09112	0,32151	1,08479	0,00121
stdcz10	0,05328	0,05363	0,39493	0,01711	0,0313	0,09858	0,0114
stdcz11	0,05237	0,05364	0,38849	0,01654	0,03203	0,10438	0,01244
stdcz12	0,05342	0,05369	0,3907	0,01738	0,03213	0,09973	0,01096

Isotopic ratios: 1 σ error

Analysis	Pb207 / Pb206	Pb206 / U238	Pb207 / U235	Pb208 / Th232	Pb208 / Pb206	Th232 / U238	U238 / Si29
stdcz1	0,00068	0,00064	0,00557	0,00024	0,00046	0,00123	0,00001
stdcz2	0,00068	0,00063	0,00556	0,00024	0,00046	0,00124	0,00001
stdcz3	0,00068	0,00064	0,00558	0,00025	0,00046	0,00121	0,00001
glass1	0,01052	0,00298	3,97942	0,00586	0,02656	0,01311	0
glass2	0,01076	0,00289	5,08732	0,00569	0,02677	0,01313	0
G001	0,0014	0,00205	0,04164	0,0008	0,00209	0,00536	0,00001
G002	0,00173	0,00506	0,18722	0,0016	0,00202	0,00665	0
G003	0,00214	0,00356	0,12414	0,00076	0,00157	0,00744	0,00003
G004	0,00151	0,00475	0,12214	0,00131	0,00155	0,00579	0,00001
G005	0,0024	0,00632	0,33147	0,00152	0,0039	0,01626	0
G006	0,00103	0,00159	0,02265	0,00048	0,00355	0,01143	0,00001
G007	0,00211	0,00617	0,20269	0,00162	0,00147	0,00575	0,00001
G008	0,00228	0,0018	0,05155	0,00064	0,00373	0,00987	0
G009	0,0014	0,00069	0,01096	0,00031	0,00185	0,00399	0,00001
G010	0,00163	0,00215	0,0493	0,00107	0,00036	0,00077	0,00005
G011	0,00165	0,00292	0,08006	0,00093	0,00169	0,0054	0,00002
G012	0,00187	0,00506	0,18847	0,00189	0,00153	0,00451	0
G013	0,00231	0,00656	0,3091	0,00179	0,00231	0,00871	0
G014	0,00503	0,00188	0,09694	0,00134	0,00738	0,00856	0
G015	0,00211	0,00358	0,11444	0,00136	0,00101	0,00273	0,00003
G016	0,00151	0,00494	0,12349	0,0013	0,00309	0,01183	0
G017	0,00433	0,00174	0,06464	0,0008	0,00803	0,01326	0
G018	0,00224	0,00134	0,03691	0,00061	0,00414	0,00821	0,00001
G019	0,00124	0,0012	0,01895	0,00047	0,00185	0,00464	0,00001
G020	0,00394	0,01088	1,28296	0,00298	0,00456	0,01721	0
G021	0,00146	0,00124	0,02563	0,00045	0,00158	0,00435	0,00002
G022	0,00295	0,007	0,50539	0,00244	0,00186	0,00601	0,00001
G023	0,00161	0,00063	0,01277	0,00016	0,00319	0,01194	0,00002
G024	0,00228	0,0072	0,29373	0,00159	0,00083	0,00396	0,00001
G025	0,00165	0,00226	0,05177	0,0007	0,00523	0,01587	0
G026	0,00135	0,00434	0,08453	0,00121	0,00139	0,0051	0
G027	0,00198	0,00441	0,14029	0,00117	0,0028	0,0107	0,00001
G028	0,00168	0,0048	0,15772	0,00144	0,00261	0,00885	0
G029	0,00112	0,00139	0,02073	0,00056	0,00139	0,00353	0,00001
G030	0,00148	0,00137	0,02507	0,00046	0,00483	0,01346	0,00001
stdcz4	0,00069	0,00064	0,0057	0,00025	0,00047	0,00122	0,00002
stdcz5	0,00068	0,00063	0,00567	0,00025	0,00046	0,00121	0,00002

G031	0,00192	0,00424	0,15606	0,00136	0,00279	0,00883	0,00001
G033	0,00201	0,00452	0,1464	0,00114	0,00285	0,01146	0,00002
G032	0,00172	0,00347	0,10206	0,00054	0,0023	0,01485	0,00001
G034	0,00117	0,00206	0,03288	0,00064	0,00314	0,01006	0
G035	0,00172	0,00161	0,0365	0,0006	0,00441	0,01106	0,00001
G036	0,00225	0,00641	0,22474	0,00235	0,00023	0,00072	0,00001
G037	0,00256	0,00736	0,33074	0,00211	0,00127	0,00465	0,00001
G038	0,00104	0,00301	0,04492	0,00086	0,00321	0,01132	0,00001
G039	0,00239	0,00547	0,30069	0,00148	0,00351	0,01302	0
G040	0,00209	0,00401	0,1733	0,00143	0,00344	0,0097	0
G041	0,00092	0,001	0,01193	0,00051	0,00094	0,0019	0,00002
G042	0,00216	0,00318	0,1115	0,00128	0,00294	0,00737	0
G043	0,00161	0,00528	0,16131	0,00134	0,0011	0,00463	0
G044	0,00161	0,00323	0,08288	0,00108	0,002	0,00611	0,00001
G045	0,00089	0,00076	0,00855	0,00026	0,00202	0,00577	0,00002
G046	0,00107	0,00195	0,02964	0,00063	0,0055	0,01698	0,00001
G047	0,01061	0,00092	0,05796	0,00039	0,0159	0,02133	0
G048	0,00244	0,0014	0,03795	0,00061	0,00491	0,01024	0
G049	0,00152	0,00176	0,03524	0,00056	0,00554	0,01636	0
G050	0,0048	0,00156	0,06547	0,00076	0,00846	0,01323	0
G051	0,00112	0,00074	0,00996	0,00023	0,00434	0,01351	0,00001
G052	0,00171	0,00444	0,13743	0,0013	0,00346	0,01195	0
G053	0,00149	0,00442	0,13161	0,00119	0,00243	0,00918	0
G054	0,00158	0,00281	0,07146	0,00046	0,00215	0,0132	0,00002
G055	0,00216	0,00139	0,03416	0,00058	0,00314	0,0072	0
G056	0,002	0,00131	0,03133	0,00245	0,00098	0,00074	0,00001
G057	0,00258	0,00642	0,28963	0,00277	0,00025	0,00073	0,00001
G058	0,0008	0,00127	0,01386	0,00036	0,00563	0,01958	0,00001
G059	0,00194	0,0013	0,02724	0,00058	0,00282	0,0061	0
G060	2,07178	2,93072	1,96508	3,97316	1,40646	1,83396	0
stdcz6	0,00075	0,00065	0,00622	0,00027	0,00051	0,00125	0,00002
stdcz7	0,00071	0,00063	0,00588	0,00025	0,00049	0,00126	0,00002
G061	0,0016	0,00133	0,02668	0,0005	0,0035	0,00882	0
G062	0,00236	0,00708	0,29173	0,00187	0,00455	0,01749	0
G063	0,00128	0,00128	0,02017	0,00043	0,00337	0,00972	0
G064	0,00228	0,00679	0,24412	0,00189	0,00138	0,00514	0,00001
G065	0,00267	0,00137	0,03988	0,0006	0,0044	0,00902	0
G066	2,15355	12,72599	10,68209	1,50135	2,17203	14,9138	0
G067	0,00195	0,00432	0,12589	0,00115	0,00328	0,01249	0,00001
G068	0,00125	0,00112	0,0169	0,00037	0,00423	0,01249	0
G069	0,00116	0,00119	0,01864	0,00032	0,00083	0,00315	0,00006
G070	0,00242	0,00489	0,23306	0,00164	0,00368	0,01116	0,00001
G071	0,00079	0,00104	0,01092	0,00033	0,00271	0,00859	0,00002
G072	0,00107	0,00241	0,03599	0,00077	0,0021	0,00666	0
G073	0,00167	0,00483	0,14226	0,0015	0,00245	0,00814	0
G074	0,00237	0,00578	0,29315	0,002	0,00215	0,00668	0

G075	0,00198	0,0044	0,15788	0,00151	0,00228	0,00693	0
G076	0,0019	0,00449	0,13486	0,00141	0,00138	0,00456	0,00001
G077	0,00154	0,00457	0,10267	0,00135	0,00211	0,00731	0
G078	0,00219	0,00536	0,25716	0,00215	0,00213	0,00587	0
G079	0,00209	0,00034	0,009	0,00038	0,00539	0,00459	0,0001
G080	0,00168	0,00098	0,02271	0,0004	0,00391	0,00939	0,00003
G081	0,00222	0,00611	0,24694	0,00175	0,00239	0,00856	0
G082	0,00154	0,00115	0,02442	0,0005	0,00176	0,00412	0,00003
G083	0,0015	0,00468	0,10127	0,00138	0,00166	0,00577	0,00001
G084	0,00232	0,0012	0,031	0,00049	0,0039	0,00901	0
G085	0,00216	0,00533	0,21979	0,00165	0,00349	0,01153	0
G086	0,00266	0,00115	0,0432	0,00032	0,00307	0,01102	0,00006
G087	0,00208	0,00583	0,22765	0,00167	0,00358	0,01269	0
G088	0,00208	0,0005	0,01418	0,02785	0,01848	0,00037	0,00006
G089	8,04601	0,11409	4,54493	0,99981	1,94926	0,10988	0
G090	0,00199	0,00525	0,22026	0,00183	0,00282	0,00849	0
stdcz8	0,00074	0,00064	0,00606	0,00027	0,00053	0,0013	0,00002
stdcz9	0,00074	0,00064	0,00605	0,00027	0,00049	0,0012	0,00002
G091	0,00127	0,00122	0,01938	0,00052	0,00211	0,00488	0,00001
G092	0,00192	0,00426	0,1239	0,00128	0,00208	0,00708	0,00002
G093	0,00168	0,00312	0,07889	0,00112	0,00238	0,00674	0,00001
G094	0,00189	0,00381	0,12312	0,00142	0,0025	0,00693	0,00001
G095	0,00243	0,00683	0,31802	0,00231	0,00118	0,00385	0,00002
G096	0,00199	0,00565	0,18169	0,00162	0,0069	0,02438	0
G097	0,00182	0,00467	0,16261	0,00138	0,00529	0,01793	0
G098	0,00187	0,0013	0,02762	0,0005	0,00355	0,00872	0
G099	0,00219	0,0015	0,03722	0,00062	0,0035	0,00811	0
G100	0,00268	0,00063	0,02213	0,00056	0,0069	0,00781	0,00002
G101	0,00156	0,00087	0,01835	0,00067	0,00113	0,00152	0,00004
G102	0,00186	0,00152	0,04053	0,00028	0,00229	0,01242	0,00002
G103	0,00244	0,00698	0,25817	0,00196	0,00312	0,01135	0,00001
G104	0,0034	0,00139	0,05892	0,00074	0,00583	0,00941	0,00001
G105	0,00111	0,00213	0,03327	0,00076	0,00187	0,00539	0,00001
G106	0,00161	0,00219	0,0473	0,00076	0,00412	0,01165	0
G107	0,00171	0,00263	0,06848	0,00102	0,00189	0,00499	0,00005
G108	0,00279	0,00657	0,34708	0,00212	0,00031	0,00123	0,00001
G109	0,00581	0,00172	0,08583	0,00079	0,0083	0,01426	0
G110	0,0021	0,00583	0,20848	0,00165	0,00216	0,0079	0
G111	0,00162	0,00484	0,1232	0,00145	0,00203	0,00696	0
G112	0,00221	0,0036	0,11998	0,00107	0,00426	0,01452	0,00001
G113	0,00301	0,00748	0,52898	0,00202	0,01153	0,04206	0
G114	0,00169	0,00211	0,04773	0,00064	0,00267	0,00897	0,00011
G115	0,00233	0,0054	0,1977	0,0017	0,00587	0,01885	0
G116	0,00175	0,00421	0,12307	0,00135	0,00162	0,00529	0
G117	0,00179	0,00097	0,02315	0,0003	0,00558	0,01777	0,00003
G118	0,00292	0,00538	0,33607	0,00163	0,00212	0,00758	0,00001

G119	0,00204	0,00519	0,16157	0,00174	0,0047	0,01429	0,00001
G120	0,00178	0,00379	0,11045	0,0013	0,00473	0,01384	0
stdcz10	0,0008	0,00064	0,0066	0,0003	0,00055	0,00123	0,00002
stdcz11	0,00076	0,00064	0,00624	0,00027	0,00053	0,0013	0,00002
stdcz12	0,00079	0,00064	0,0064	0,00029	0,00055	0,00125	0,00002

Echantillon J6.3

Analysis	<i>Isotope ratios</i>						
	Pb207 / Pb206	Pb206 / U238	Pb207 / U235	Pb208 / Th232	Pb208 / Pb206	Th232 / U238	U238 / Si29
stdcz1	0,05315	0,05359	0,39253	0,01719	0,03222	0,10095	0,0119
stdcz2	0,05333	0,05368	0,39404	0,01685	0,03268	0,10465	0,01221
stdcz3	0,0532	0,05379	0,39436	0,01742	0,03132	0,0972	0,01122
glass1	0,90959	0,25658	90,34965	0,53225	2,14323	1,03849	0,00024
glass2	0,90906	0,25512	96,46874	0,52245	2,14644	1,05352	0,00024
G001	0,12	0,38954	6,31976	0,10171	0,97077	3,73704	0,00108
G002	0,12221	0,28586	4,70108	0,08382	0,31175	1,06857	0,00036
G003	0,06201	0,09557	0,79668	0,02855	0,14944	0,50285	0,00037
G004	0,06088	0,09383	0,77455	0,02832	0,19688	0,6556	0,00338
G005	0,14	0,29163	5,29264	0,08654	0,19678	0,66653	0,00099
G006	0,06158	0,10861	0,85634	0,03172	0,08581	0,29535	0,00112
G007	0,13883	0,43454	8,04411	0,11572	0,1137	0,42911	0,00131
G008	0,06062	0,10451	0,82396	0,03024	0,35367	1,22842	0,00071
G009	0,07935	0,23699	2,46375	0,06284	0,10934	0,41447	0,00172
G010	0,07447	0,07102	0,73545	0,02352	0,1958	0,59428	0,00964
G011	0,11729	0,30401	4,89485	0,08476	0,04022	0,14499	0,00393
G012	0,13242	0,41778	7,08645	0,10472	0,25683	1,02989	0,00121
G013	0,0722	0,10996	1,03041	0,08652	0,03247	0,04147	0,00022
G014	0,08841	0,24566	2,84265	0,07056	0,20413	0,71431	0,00035
G015	0,13625	0,44288	7,94174	0,11747	0,111	0,42058	0,00103
G016	0,12598	0,44235	7,09357	0,12325	0,06836	0,2466	0,00043
G017	0,16874	0,52407	11,83656	0,14978	0,10843	0,38128	0,00132
G018	0,06257	0,09771	0,84401	0,03043	0,129	0,41629	0,00267
G019	0,06106	0,11397	0,91381	0,03199	0,28633	1,0252	0,00118
G020	0,13746	0,43258	7,97946	0,12029	0,27796	1,0046	0,00229
G021	0,06055	0,11799	0,93371	0,03364	0,2303	0,81176	0,00181
G022	0,06149	0,10371	0,86675	0,03198	0,20461	0,66697	0,00356
G023	0,13571	0,46325	8,30377	0,12672	0,12544	0,46087	0,00201
G024	0,06341	0,10809	0,87905	0,03239	0,26376	0,88452	0,00059
G025	0,06258	0,10365	0,85079	0,03747	0,22723	0,63173	0,00121
G026	0,05984	0,09733	0,74666	0,03032	0,31074	1,00247	0,00053
G027	0,19418	0,13971	3,84945	0,07373	0,59532	1,13372	0,00068
G028	0,06475	0,13018	1,05693	0,0444	0,18041	0,53157	0,00101
G029	0,11394	0,35494	5,39069	0,09355	0,26471	1,00931	0,00031
G030	0,06289	0,11133	0,89207	0,03154	0,19689	0,69833	0,00054

stdcz4	0,05282	0,05461	0,39211	0,01692	0,0315	0,10215	0,01167
stdcz5	0,05344	0,05361	0,39555	0,01684	0,03192	0,10213	0,01204
G031	0,06463	0,10894	0,93827	0,03285	0,25999	0,86654	0,00244
G032	0,06291	0,11676	1,00037	0,03521	0,27077	0,90238	0,00252
G033	0,0622	0,08629	0,69701	0,02641	0,1666	0,54712	0,00153
G034	0,06267	0,1068	0,88288	0,0308	0,49413	1,72169	0,00173
G035	0,17115	0,02591	0,61371	0,01407	0,32585	0,60308	0,04896
G036	0,06331	0,09767	0,82144	0,02915	0,3149	1,06031	0,00095
G037	0,06528	0,12528	1,07216	0,03567	0,42203	1,48945	0,00082
G038	0,12932	0,26252	4,51959	0,04854	0,07336	0,39868	0,00228
G039	0,08293	0,20633	2,24563	0,06033	0,28341	0,97412	0,00081
G040	0,0647	0,10661	0,8949	0,03148	0,32185	1,09551	0,00045
G041	0,06367	0,09617	0,8195	0,02897	0,20278	0,67651	0,00121
G042	0,06337	0,09702	0,80197	0,0314	0,1782	0,55337	0,0017
G043	0,12307	0,098	1,66805	0,05856	0,12226	0,20562	0,0286
G044	0,12315	0,37302	5,92743	0,09867	0,31402	1,19307	0,0009
G045	0,27028	0,66188	24,57944	0,16604	0,13805	0,55305	0,00273
G046	0,06194	0,09841	0,77236	0,02457	0,42922	1,7273	0,00038
G047	0,12308	0,3773	6,16718	0,09417	0,14266	0,57436	0,00053
G048	0,06363	0,0972	0,80039	0,02853	0,27693	0,94802	0,00123
G049	0,06005	0,08081	0,67543	0,02189	0,05302	0,19665	0,00449
G050	0,12669	0,34935	5,94643	0,0908	0,12746	0,4928	0,00239
G051	0,0794	0,19697	2,13907	0,05544	0,17053	0,60883	0,00458
G052	0,05957	0,08717	0,68552	0,02614	0,25655	0,85971	0,00212
G053	0,12307	0,37992	6,10299	0,10134	0,4751	1,78993	0,0007
G054	0,05643	0,0713	0,53158	0,02034	0,28266	0,99593	0,00159
G055	0,08521	0,16309	1,90307	0,04491	0,40412	1,4747	0,00756
G056	0,06154	0,10437	0,86553	0,03041	0,36005	1,24167	0,0023
G057	0,06653	0,09653	0,80664	0,03044	0,22688	0,7229	0,00057
G058	0,06673	0,08812	0,77077	0,02576	0,59655	2,05065	0,00148
G059	0,13173	0,38851	6,79345	0,09968	0,1137	0,44529	0,00081
G060	0,06431	0,08844	0,73365	0,02405	0,16838	0,6223	0,00086
stdcz6	0,05315	0,05367	0,3945	0,01674	0,03143	0,10128	0,01189
stdcz7	0,05342	0,05366	0,39471	0,01715	0,03263	0,10261	0,01224
G061	0,11057	0,24665	3,67169	0,06371	0,22175	0,86265	0,00363
G062	0,0873	0,1549	1,78689	0,02744	0,2153	1,22122	0,00072
G063	0,13237	0,42662	7,35722	0,11579	0,19634	0,72692	0,00064
G064	0,06167	0,10301	0,82077	0,03201	0,10928	0,35339	0,00197
G065	0,06016	0,09014	0,75164	0,0311	0,3105	0,9045	0,00282
G066	0,06116	0,10406	0,82426	0,03151	0,26462	0,87822	0,00078
G067	0,13185	0,41276	7,03644	0,11107	0,09329	0,34839	0,00163
G068	0,05883	0,09775	0,7885	0,02918	0,06785	0,22839	0,00475
G069	0,21692	0,47843	14,43103	0,11757	0,08124	0,33221	0,01206
G070	0,06228	0,11448	0,92585	0,03145	0,27321	0,99922	0,00198
G071	0,12384	0,37342	6,15892	0,10154	0,16476	0,60885	0,00267
G072	0,1073	0,31979	4,62508	0,08595	0,41718	1,55973	0,00084

G073	0,13215	0,42322	7,07218	0,10908	0,14715	0,57372	0,00074
G074	0,0892	0,24436	2,98242	0,06824	0,17649	0,63512	0,00874
G075	0,05815	0,0966	0,71066	0,03031	0,21855	0,69999	0,00085
G076	0,13152	0,39903	6,94416	0,09341	0,23276	0,99907	0,0009
G077	0,08774	0,27164	3,09349	0,07645	0,20875	0,74529	0,00197
G078	0,06051	0,0937	0,7967	0,03229	0,00995	0,02902	0,0098
G079	0,0645	0,10829	0,93449	0,03248	0,24826	0,83183	0,00187
G080	0,13868	0,34878	6,36358	0,06976	0,23829	1,19717	0,00073
G081	0,12245	0,38777	6,28217	0,10629	0,52512	1,92506	0,00055
G082	0,21755	0,06354	1,89338	0,01649	0,25029	0,96906	0,03682
G083	0,06302	0,11167	0,90846	0,03341	0,16784	0,56371	0,00089
G084	0,07206	0,18092	1,72939	0,05349	0,1452	0,49348	0,00259
G085	0,07224	0,17267	1,65088	0,05086	0,21032	0,71751	0,00104
G086	0,13833	0,08739	1,64016	0,05133	0,23467	0,40152	0,00625
G087	0,13222	0,43509	7,51892	0,11312	0,09187	0,35506	0,00115
G088	0,06002	0,09972	0,80623	0,03017	0,23145	0,76879	0,00261
G089	0,08896	0,17723	2,05729	0,05082	0,25326	0,88742	0,00171
G090	0,13258	0,30136	5,46276	0,17917	0,09808	0,16577	0,03618
stdcz8	0,05279	0,0538	0,39122	0,01683	0,0323	0,10376	0,0124
stdcz9	0,05286	0,05367	0,39454	0,01694	0,03228	0,10273	0,01215
G091	0,06223	0,10847	0,93023	0,03166	0,23378	0,80481	0,00416
G092	0,06033	0,09881	0,79933	0,02936	0,37159	1,25646	0,00145
G093	0,14901	0,51687	9,77158	0,17757	0,07608	0,22253	0,00148
G094	-0,46362	1,28514	4,23954	6,81258	-0,67621	-0,12818	0
G095	0,06155	0,10037	0,79665	0,03014	0,24366	0,81524	0,00101
stdcz10	0,05366	0,05355	0,39887	0,01709	0,03201	0,1008	0,01178
stdcz11	0,05348	0,05375	0,39158	0,01718	0,03172	0,09975	0,01138
stdcz12	0,05306	0,05372	0,39109	0,01766	0,03196	0,0977	0,01118

Isotopic ratios: 1 σ error

Analysis	Pb207 / Pb206	Pb206 / U238	Pb207 / U235	Pb208 / Th232	Pb208 / Pb206	Th232 / U238	U238 / Si29
stdcz1	0,0006	0,00068	0,00528	0,00021	0,00038	0,00125	0,00001
stdcz2	0,0006	0,00068	0,0053	0,0002	0,00039	0,0013	0,00001
stdcz3	0,0006	0,00068	0,00526	0,00021	0,00037	0,0012	0,00001
glass1	0,00979	0,0033	2,39706	0,0057	0,02265	0,01297	0
glass2	0,00979	0,00328	2,62023	0,0056	0,02269	0,01316	0
G001	0,00148	0,00503	0,12855	0,0011	0,01039	0,04664	0
G002	0,00224	0,00397	0,15969	0,00117	0,00442	0,01408	0
G003	0,00269	0,00145	0,0404	0,00068	0,00366	0,0068	0
G004	0,0009	0,00121	0,0139	0,00034	0,00233	0,00814	0,00001
G005	0,00186	0,00382	0,11666	0,00109	0,00245	0,0085	0
G006	0,00096	0,0014	0,01617	0,00044	0,00117	0,0037	0
G007	0,0016	0,00557	0,14767	0,00139	0,00133	0,00543	0
G008	0,00121	0,00137	0,01955	0,00036	0,00429	0,01529	0
G009	0,00121	0,0031	0,05539	0,00089	0,00153	0,00532	0

G010	0,00087	0,0009	0,01032	0,00026	0,00212	0,00733	0,00001
G011	0,0013	0,00387	0,0735	0,00107	0,00049	0,00183	0,00001
G012	0,00158	0,00539	0,13787	0,0012	0,00288	0,01292	0
G013	0,00237	0,00152	0,03987	0,00401	0,00146	0,00071	0
G014	0,00134	0,0032	0,06346	0,00088	0,0025	0,00901	0
G015	0,00157	0,00568	0,14461	0,00142	0,00129	0,00531	0
G016	0,0018	0,00588	0,19662	0,00214	0,00113	0,00344	0
G017	0,00183	0,00667	0,1892	0,00171	0,00119	0,00477	0
G018	0,00094	0,00126	0,01557	0,00039	0,00164	0,00518	0
G019	0,00112	0,0015	0,02067	0,00039	0,00355	0,01277	0
G020	0,00154	0,00552	0,13334	0,00133	0,00299	0,01248	0
G021	0,00091	0,00152	0,01737	0,0004	0,0027	0,01006	0
G022	0,00091	0,00134	0,01579	0,00038	0,00243	0,00827	0,00001
G023	0,00146	0,00588	0,1229	0,00141	0,00135	0,00571	0
G024	0,00159	0,00146	0,02649	0,00046	0,00379	0,01115	0
G025	0,00095	0,00133	0,01552	0,00044	0,00264	0,00782	0
G026	0,00207	0,00139	0,03019	0,00048	0,00513	0,01283	0
G027	0,00911	0,00305	0,32704	0,00183	0,01692	0,0186	0,00001
G028	0,00145	0,00176	0,03006	0,00068	0,00278	0,00681	0
G029	0,0024	0,00511	0,23034	0,00147	0,0042	0,01385	0
G030	0,00199	0,00158	0,03419	0,00056	0,00359	0,00905	0
stdcz4	0,00062	0,00069	0,00545	0,00022	0,0004	0,00126	0,00001
stdcz5	0,00063	0,00068	0,00551	0,00022	0,0004	0,00126	0,00001
G031	0,001	0,00141	0,01794	0,00039	0,00309	0,01072	0
G032	0,0008	0,00149	0,01554	0,00039	0,00297	0,0111	0
G033	0,00116	0,00113	0,01537	0,00036	0,00227	0,00681	0
G034	0,00124	0,00142	0,02161	0,00037	0,00608	0,02139	0
G035	0,00185	0,00033	0,0079	0,00015	0,00346	0,00739	0,00006
G036	0,00176	0,00137	0,02777	0,00043	0,00486	0,01343	0
G037	0,00119	0,00164	0,02436	0,00042	0,00504	0,01846	0
G038	0,0015	0,00336	0,07427	0,00062	0,00091	0,00497	0
G039	0,00106	0,00265	0,03844	0,00069	0,00316	0,01203	0
G040	0,00173	0,00145	0,02861	0,00043	0,00457	0,01376	0
G041	0,00138	0,00129	0,02169	0,00042	0,00297	0,00849	0
G042	0,00114	0,00127	0,01747	0,00042	0,0024	0,00689	0
G043	0,00134	0,00124	0,02202	0,00066	0,00133	0,00252	0,00004
G044	0,00147	0,0048	0,10898	0,00113	0,00349	0,0148	0
G045	0,00286	0,0084	0,3559	0,00184	0,00148	0,00681	0
G046	0,0026	0,00146	0,03754	0,00039	0,00729	0,02209	0
G047	0,00156	0,00489	0,12962	0,00119	0,00176	0,00725	0
G048	0,00109	0,00127	0,01646	0,00035	0,00338	0,0117	0
G049	0,00083	0,00104	0,01111	0,00031	0,00074	0,00243	0,00001
G050	0,00145	0,00447	0,09819	0,00108	0,00146	0,00612	0
G051	0,00087	0,0025	0,02907	0,00062	0,00183	0,00746	0
G052	0,00101	0,00114	0,01382	0,00032	0,00316	0,0106	0
G053	0,00149	0,00489	0,11466	0,00115	0,00525	0,02213	0

G054	0,00117	0,00094	0,01269	0,00026	0,00369	0,0123	0
G055	0,00095	0,00207	0,02628	0,0005	0,00433	0,01804	0,00001
G056	0,00081	0,00133	0,01374	0,00034	0,00399	0,01521	0
G057	0,00186	0,00135	0,02694	0,00049	0,00376	0,00918	0
G058	0,00152	0,0012	0,02121	0,00032	0,00776	0,02543	0
G059	0,00154	0,00499	0,12105	0,00123	0,00135	0,00556	0
G060	0,00161	0,00121	0,02175	0,00039	0,0028	0,00783	0
stdcz6	0,00063	0,00068	0,00547	0,00022	0,0004	0,00124	0,00001
stdcz7	0,00062	0,00068	0,00537	0,00021	0,0004	0,00126	0,00001
G061	0,00129	0,00315	0,05775	0,00074	0,00249	0,0106	0,00001
G062	0,00223	0,00221	0,06472	0,00047	0,00378	0,01571	0
G063	0,00156	0,00548	0,13453	0,00137	0,00225	0,00902	0
G064	0,00108	0,00135	0,01752	0,00047	0,0016	0,00441	0
G065	0,0009	0,00116	0,01356	0,00037	0,00364	0,0111	0
G066	0,00115	0,00136	0,01833	0,0004	0,0033	0,01082	0
G067	0,00155	0,00531	0,12629	0,00142	0,00114	0,00437	0
G068	0,00071	0,00124	0,0114	0,00036	0,00081	0,0028	0,00001
G069	0,00232	0,00607	0,19262	0,00133	0,00089	0,00406	0,00002
G070	0,00089	0,00147	0,01614	0,00037	0,00319	0,01225	0
G071	0,00136	0,00475	0,08809	0,00116	0,00182	0,00746	0
G072	0,00134	0,00412	0,08616	0,001	0,00473	0,01921	0
G073	0,00161	0,00547	0,13857	0,00137	0,00178	0,00718	0
G074	0,001	0,00311	0,04218	0,00078	0,00196	0,00776	0,00001
G075	0,00144	0,00131	0,0208	0,00046	0,00333	0,00876	0
G076	0,00156	0,00513	0,12429	0,00111	0,00268	0,01233	0
G077	0,00108	0,00349	0,05207	0,00091	0,00241	0,00917	0
G078	0,00074	0,0012	0,01174	0,00061	0,00018	0,00037	0,00001
G079	0,00116	0,00143	0,02077	0,00043	0,00327	0,01028	0
G080	0,00368	0,00561	0,37686	0,00145	0,00504	0,01769	0,00001
G081	0,0017	0,00511	0,15443	0,00128	0,00624	0,02404	0
G082	0,00252	0,00081	0,02687	0,0002	0,00291	0,01182	0,0001
G083	0,00113	0,00146	0,01959	0,00045	0,00224	0,00696	0
G084	0,00086	0,00231	0,02562	0,00064	0,00167	0,00603	0
G085	0,00123	0,00228	0,03802	0,00069	0,00281	0,00894	0
G086	0,00177	0,00113	0,02642	0,00064	0,00287	0,00493	0,00001
G087	0,00159	0,00561	0,14005	0,00149	0,00116	0,00446	0
G088	0,0008	0,00128	0,01287	0,00036	0,0027	0,00938	0
G089	0,00108	0,00227	0,03187	0,0006	0,00292	0,01084	0
G090	0,00144	0,00382	0,07169	0,00208	0,00109	0,00202	0,00006
stdcz8	0,00064	0,00069	0,00557	0,00023	0,00042	0,00127	0,00001
stdcz9	0,00064	0,00068	0,0056	0,00023	0,00042	0,00125	0,00001
G091	0,00078	0,00139	0,01413	0,00038	0,00271	0,0098	0,00001
G092	0,0013	0,00132	0,02082	0,00039	0,00502	0,01551	0
G093	0,00174	0,00665	0,17531	0,00236	0,00096	0,00282	0
G094	1,02208	0,94239	15,5453	26,12475	0,70256	0,4824	0
G095	0,00105	0,00131	0,01619	0,00039	0,00309	0,00999	0

stdcz10	0,00064	0,00068	0,00554	0,00022	0,00041	0,00123	0,00001
stdcz11	0,00064	0,00068	0,00548	0,00023	0,00041	0,00122	0,00001
stdcz12	0,00065	0,00069	0,00562	0,00024	0,00042	0,00119	0,00001

Echantillon J6.5

Analysis	<i>Isotope ratios</i>						
	Pb207 / Pb206	Pb206 / U238	Pb207 / U235	Pb208 / Th232	Pb208 / Pb206	Th232 / U238	U238 / Si29
stdcz1	0,05317	0,05378	0,38742	0,01891	0,03276	0,0937	0,01081
stdcz2	0,05296	0,05389	0,38608	0,01719	0,03365	0,10607	0,01136
stdcz3	0,05349	0,05385	0,39362	0,01685	0,03191	0,10257	0,01092
glass1	0,90629	0,24323	82,60921	0,49133	2,23224	1,1113	0,00027
glass2	0,89773	0,24169	91,64425	0,49315	2,23761	1,10283	0,00027
G001	0,06138	0,09166	0,74346	0,02661	0,17556	0,60822	0,00559
G002	0,12522	0,01909	0,32462	0,01061	0,1225	0,22162	0,03969
G003	0,1277	0,363	6,35721	0,10513	0,17436	0,60541	0,00716
G004	0,12966	0,35112	6,13721	0,09807	0,28664	1,03208	0,0017
G005	0,06886	0,10627	1,04883	0,03239	0,29188	0,96315	0,0003
G006	0,06265	0,07135	0,60684	0,0283	0,13145	0,33325	0,01584
G007	0,06202	0,11105	0,91025	0,03423	0,24253	0,79123	0,00345
G008	0,12516	0,3779	6,38817	0,10854	0,36023	1,26124	0,00213
G009	0,24634	0,61364	19,43481	0,16027	0,21918	0,84391	0,003
G010	0,0628	0,09824	0,78629	0,03097	0,29652	0,9459	0,00098
G011	0,07499	0,16631	1,6125	0,05031	0,16405	0,54537	0,0007
G012	0,07156	0,1723	1,63915	0,04979	0,0785	0,27321	0,00339
G013	0,12448	0,37548	6,10613	0,10471	0,19516	0,70377	0,00213
G014	0,06997	0,11332	1,06675	0,03561	0,2374	0,75967	0,00209
G015	0,22819	0,61223	18,58256	0,16762	0,16427	0,60338	0,00197
G016	0,09024	0,23762	2,91228	0,07218	0,06041	0,19998	0,00605
G017	0,07808	0,20166	2,11502	0,05897	0,23199	0,79777	0,00094
G018	0,13164	0,38231	6,76682	0,11162	0,05335	0,18376	0,00323
G019	0,06471	0,10862	0,93105	0,0331	0,23868	0,78768	0,0013
G020	0,05941	0,09496	0,73234	0,02929	0,09941	0,32413	0,0017
G021	0,12877	0,37591	6,3199	0,10477	0,13171	0,47525	0,0011
G022	0,12979	0,3584	5,947	0,10104	0,22652	0,80798	0,00251
G023	0,11033	0,30513	4,51068	0,08576	0,46195	1,65287	0,00044
G024	0,10648	0,28443	4,11785	0,0817	0,28764	1,00703	0,00551
G025	0,13026	0,37707	6,44218	0,104	0,14991	0,54664	0,00229
G026	0,13128	0,34153	6,19918	0,09397	0,19325	0,70632	0,00805
G027	0,06135	0,08385	0,68408	0,02504	0,49948	1,6819	0,00132
G028	0,06065	0,08686	0,70288	0,02367	0,11142	0,41125	0,00079
G029	0,21328	0,54332	15,18835	0,14606	0,17488	0,65422	0,00175
G030	0,17924	0,43777	10,35678	0,12387	0,35406	1,2584	0,00173
stdcz4	0,0529	0,0537	0,39321	0,01717	0,03271	0,1029	0,01184
stdcz5	0,05374	0,05365	0,39848	0,0166	0,03121	0,10145	0,01175

G031	0,12771	0,29417	5,23384	0,08694	0,1558	0,53016	0,00705
G032	0,12836	0,37214	5,96533	0,10225	0,24046	0,88011	0,00059
G033	0,20305	0,15853	4,40123	0,02198	0,2293	1,66288	0,00711
G034	0,05923	0,08965	0,68985	0,02719	0,21001	0,69628	0,00095
G035	0,12047	0,28501	4,76221	0,0889	0,00733	0,02364	0,01016
G036	0,12927	0,35914	6,1169	0,10326	0,10891	0,38093	0,00578
G037	0,11012	0,33884	5,05348	0,09441	0,19394	0,69995	0,00109
G038	0,12584	0,39652	6,64173	0,11156	0,13235	0,47306	0,00083
G039	0,06057	0,10503	0,81626	0,03153	0,11297	0,37846	0,0009
G040	0,12624	0,36778	6,10577	0,0997	0,1449	0,53757	0,00403
G041	0,06204	0,08633	0,726	0,02846	0,10959	0,33434	0,00703
G042	0,12848	0,38154	6,3857	0,10446	0,27608	1,01408	0,00308
G043	0,13481	0,41139	7,33686	0,1106	0,22699	0,84911	0,00121
G044	0,23819	0,10706	3,00052	0,05518	0,47976	0,93619	0,00071
G045	0,12761	0,31735	5,40956	0,08591	0,32478	1,20655	0,00322
G046	0,11841	0,33298	5,2282	0,09637	0,11394	0,39591	0,00319
G047	0,09357	0,25003	3,10239	0,07387	0,21306	0,72526	0,00182
G048	0,06621	0,09494	0,79767	0,0297	0,44682	1,43654	0,00112
G049	0,06634	0,0878	0,77635	0,02942	0,28984	0,86993	0,00049
G050	0,06198	0,09464	0,78331	0,03206	0,03	0,08904	0,00293
G051	0,05941	0,08759	0,67031	0,02762	0,10955	0,34937	0,00206
G052	0,0593	0,08012	0,64866	0,0255	0,50407	1,59281	0,00733
G053	0,13493	0,00933	0,17379	0,00742	0,18972	0,23969	0,12382
G054	0,12306	0,36525	5,95061	0,10213	0,48962	1,76086	0,00235
G055	0,14757	0,38601	7,44956	0,10798	0,11988	0,43095	0,00339
G056	0,13135	0,3626	6,39078	0,10284	0,28631	1,01522	0,00123
G057	0,11316	0,3077	4,62904	0,08635	0,25563	0,91607	0,00331
G058	0,12549	0,29155	5,08946	0,08623	0,02568	0,08731	0,00992
G059	0,08799	0,2119	2,39993	0,05777	0,24449	0,90183	0,00214
G060	0,13027	0,31904	5,59387	0,09298	0,06729	0,2322	0,00469
stdcz6	0,05317	0,0537	0,38902	0,01681	0,03155	0,10134	0,01189
stdcz7	0,05235	0,05383	0,40038	0,01726	0,03178	0,09968	0,01186
G061	0,06211	0,09027	0,75545	0,02751	0,32567	1,07451	0,00063
G062	0,06165	0,08665	0,69411	0,02639	0,17686	0,58405	0,00063
G063	0,06082	0,09575	0,75876	0,02907	0,35583	1,17845	0,00211
G064	0,05743	0,08366	0,62852	0,02528	0,35315	1,17536	0,00363
G065	0,05931	0,08975	0,71042	0,02845	0,24782	0,78606	0,00216
G066	0,05603	0,09779	0,72869	0,02974	0,26167	0,86536	0,0009
G067	0,06136	0,10609	0,86237	0,03236	0,21143	0,697	0,00347
G068	0,05877	0,10008	0,79079	0,03117	0,32618	1,05326	0,00072
G069	0,05689	0,08968	0,69238	0,02754	0,45342	1,48461	0,00112
G070	0,06064	0,10062	0,80539	0,02928	1,37626	4,75621	0,00223
G071	0,08159	0,14699	1,56946	0,04382	0,29262	0,98703	0,0003
G072	0,17063	0,47174	10,63542	0,12267	0,18288	0,7073	0,00407
G073	0,22601	0,62075	18,097	0,16049	0,31958	1,24307	0,00203
G074	0,0609	0,10233	0,82443	0,03077	0,26854	0,89817	0,00084

G075	0,12761	0,0728	1,2971	0,0331	0,14353	0,31746	0,02183
G076	0,06391	0,08991	0,7285	0,02743	0,28201	0,9296	0,00048
G077	0,0618	0,10948	0,85779	0,03265	0,18977	0,63994	0,00122
G078	0,06323	0,11104	0,93785	0,03375	0,178	0,58905	0,00164
G079	0,06322	0,11178	0,92748	0,03366	0,31452	1,0502	0,00091
G080	0,06152	0,10333	0,8422	0,03173	0,27079	0,88675	0,00156
G081	0,06026	0,1017	0,8228	0,03236	0,03175	0,10033	0,00229
G082	0,08182	0,16007	1,80374	0,04864	0,06113	0,20233	0,00827
G083	0,12435	0,28371	4,61658	0,09014	0,09809	0,31047	0,00389
G084	0,07443	0,17448	1,72183	0,05616	0,0199	0,06219	0,00355
G085	0,13518	0,41081	7,1112	0,11305	0,19226	0,70256	0,00102
G086	0,11283	0,33941	4,91572	0,09413	0,20135	0,73016	0,00259
G087	0,08072	0,20466	2,18654	0,05794	0,17239	0,61233	0,00161
G088	0,18392	0,49809	12,05309	0,13466	0,31677	1,17829	0,00216
G089	0,12947	0,10625	1,9096	0,02491	0,03771	0,16175	0,01332
G090	0,0778	0,15407	1,67454	0,04515	0,29611	1,01619	0,00047
stdcz8	0,05374	0,05376	0,40153	0,01678	0,03135	0,10098	0,01227
stdcz9	0,05323	0,05383	0,39129	0,01648	0,0311	0,10221	0,01199
G091	0,12705	0,33347	5,53749	0,09346	0,62289	2,23507	0,00063
G092	0,06373	0,09043	0,74811	0,02654	0,19906	0,68213	0,0016
G093	0,11667	0,29182	4,65118	0,08943	0,11666	0,3828	0,00581
G094	0,06014	0,08964	0,73392	0,02572	0,29895	1,04769	0,00204
G095	0,14662	0,00419	0,08576	0,00127	0,08729	0,28987	0,20107
G096	0,08928	0,23975	2,80417	0,07194	0,1473	0,49365	0,00174
G097	0,06204	0,10334	0,83449	0,03234	0,02862	0,09197	0,00309
G098	0,05901	0,09777	0,76783	0,02896	0,45411	1,54193	0,00682
G099	0,05686	0,09158	0,69702	0,02765	0,13572	0,45209	0,00131
G100	0,20649	0,49614	14,1823	0,12742	0,04508	0,17654	0,01184
G101	0,11893	0,1449	2,39915	0,06314	0,24093	0,55607	0,00771
G102	0,10742	0,30092	4,14153	0,09057	0,23093	0,7716	0,00146
G103	0,0627	0,10101	0,79576	0,03165	0,3062	0,98281	0,00073
G104	0,12255	0,33027	5,47438	0,08716	0,4521	1,72287	0,00234
G105	0,06484	0,13509	1,16748	0,04147	0,07602	0,24906	0,00277
G106	0,12174	0,36296	5,87607	0,1013	0,40378	1,45496	0,00171
G107	0,12794	0,40042	6,73888	0,10498	0,12598	0,48323	0,00258
G108	0,06048	0,0953	0,77127	0,0293	0,31479	1,02959	0,00381
G109	0,06266	0,10701	0,87799	0,03173	0,13932	0,47247	0,00259
G110	0,12792	0,3299	5,82631	0,10958	0,34572	1,04669	0,00224
G111	0,12801	0,41097	6,69757	0,11098	0,22222	0,82759	0,00072
G112	0,05704	0,09439	0,70249	0,02911	0,19689	0,64204	0,00227
G113	0,22534	0,56445	15,48709	0,15075	0,1719	0,64728	0,00079
G114	0,12326	0,39581	6,44663	0,10856	0,20693	0,75876	0,00246
G115	0,06266	0,09822	0,78981	0,02945	0,18596	0,6238	0,00267
G116	0,061	0,10381	0,85656	0,03226	0,11309	0,36596	0,00317
G117	0,08036	0,20726	2,19478	0,06096	0,12005	0,41045	0,00509
G118	0,12578	0,35922	5,59276	0,09983	0,09151	0,33112	0,00039

G119	0,06302	0,1321	1,07869	0,04001	0,06593	0,21892	0,00055
G120	0,05758	0,09265	0,71093	0,02791	0,21704	0,72458	0,00056
stdcz10	0,05366	0,05375	0,40072	0,01735	0,03235	0,10078	0,01247
stdcz11	0,05352	0,05372	0,39339	0,0169	0,0323	0,10324	0,0127
stdcz12	0,05294	0,05278	0,39481	0,017	0,0322	0,10052	0,01304

Isotopic ratios: 1 σ error

Analysis	Pb207 / Pb206	Pb206 / U238	Pb207 / U235	Pb208 / Th232	Pb208 / Pb206	Th232 / U238	U238 / Si29
stdcz1	0,00067	0,00063	0,00541	0,00026	0,00046	0,00116	0,00001
stdcz2	0,0007	0,00064	0,00571	0,00025	0,0005	0,00131	0,00001
stdcz3	0,00067	0,00063	0,00552	0,00023	0,00045	0,00127	0,00001
glass1	0,01022	0,00299	3,63466	0,00524	0,02526	0,01402	0
glass2	0,01013	0,00297	4,30897	0,00526	0,02532	0,01391	0
G001	0,0012	0,00113	0,01738	0,00037	0,00254	0,00761	0,00001
G002	0,00164	0,00023	0,00467	0,00014	0,00165	0,00273	0,00008
G003	0,00136	0,00426	0,08699	0,00111	0,00191	0,00746	0,00001
G004	0,00165	0,00424	0,13253	0,00112	0,0034	0,01298	0
G005	0,00505	0,00174	0,09077	0,00079	0,00768	0,01344	0
G006	0,00076	0,00084	0,00837	0,00031	0,00152	0,0041	0,00002
G007	0,00093	0,00133	0,01627	0,00039	0,00289	0,00977	0,00001
G008	0,00141	0,00447	0,10532	0,00115	0,00398	0,0156	0
G009	0,00258	0,00721	0,28597	0,00169	0,00239	0,01043	0
G010	0,0022	0,00133	0,03246	0,0005	0,0051	0,01215	0
G011	0,0016	0,00207	0,04582	0,00074	0,00248	0,00696	0
G012	0,0009	0,00204	0,02568	0,00061	0,00099	0,0034	0,00001
G013	0,00138	0,00443	0,0944	0,00113	0,00218	0,00871	0
G014	0,0015	0,00142	0,02878	0,00049	0,00346	0,00958	0,00001
G015	0,0025	0,0073	0,35893	0,0019	0,0019	0,00762	0
G016	0,00097	0,00278	0,03772	0,0008	0,00069	0,00247	0,00001
G017	0,00127	0,00245	0,04818	0,00071	0,00293	0,01	0
G018	0,00153	0,00455	0,12169	0,00153	0,00073	0,00238	0,00001
G019	0,00119	0,00131	0,02042	0,0004	0,00302	0,00977	0
G020	0,0011	0,00114	0,01554	0,00042	0,00146	0,00405	0
G021	0,00151	0,00447	0,11492	0,00123	0,00158	0,00597	0
G022	0,00141	0,00422	0,08578	0,00107	0,00249	0,00997	0
G023	0,00175	0,00376	0,12841	0,00098	0,0056	0,02086	0
G024	0,00113	0,00333	0,05293	0,00085	0,0031	0,01236	0,00001
G025	0,00145	0,00445	0,10135	0,00115	0,00171	0,00679	0
G026	0,00137	0,004	0,07814	0,00097	0,00208	0,00867	0,00001
G027	0,00135	0,00102	0,01702	0,00028	0,00605	0,02077	0
G028	0,00283	0,00125	0,03753	0,00068	0,00329	0,00561	0
G029	0,00225	0,00639	0,22829	0,00156	0,00193	0,0081	0
G030	0,00198	0,00519	0,17684	0,00132	0,00392	0,0156	0
stdcz4	0,00069	0,00063	0,00572	0,00025	0,00048	0,00127	0,00001
stdcz5	0,00068	0,00063	0,0056	0,00023	0,00045	0,00125	0,00001

G031	0,00137	0,00345	0,07119	0,00093	0,00172	0,00653	0,00001
G032	0,0017	0,00451	0,1391	0,00121	0,00294	0,01114	0
G033	0,00232	0,00189	0,06801	0,00025	0,00268	0,0205	0,00001
G034	0,00178	0,00112	0,02322	0,0004	0,00323	0,00874	0
G035	0,00127	0,00334	0,06056	0,00138	0,00011	0,00031	0,00001
G036	0,0014	0,00422	0,08791	0,00114	0,00123	0,00472	0,00001
G037	0,00138	0,00405	0,10031	0,00109	0,00231	0,00877	0
G038	0,00158	0,00477	0,14675	0,0014	0,00168	0,00603	0
G039	0,00179	0,00132	0,02771	0,00058	0,00215	0,00485	0
G040	0,00135	0,00432	0,08375	0,00106	0,0016	0,00663	0,00001
G041	0,00092	0,00103	0,01259	0,00036	0,00145	0,00415	0,00001
G042	0,00139	0,00449	0,09323	0,0011	0,00302	0,0125	0
G043	0,00157	0,0049	0,13664	0,00123	0,0026	0,01059	0
G044	0,01233	0,00253	0,25958	0,00175	0,0172	0,01613	0,00001
G045	0,00151	0,00378	0,09653	0,00093	0,00369	0,01498	0,00001
G046	0,00127	0,00391	0,07221	0,00104	0,00127	0,00489	0
G047	0,00113	0,00296	0,05091	0,00081	0,00244	0,00898	0
G048	0,00146	0,00116	0,02039	0,00034	0,00555	0,0178	0
G049	0,00279	0,00115	0,0364	0,00046	0,00484	0,01103	0
G050	0,00089	0,00112	0,01312	0,00057	0,00054	0,00113	0
G051	0,00109	0,00106	0,01418	0,00039	0,00159	0,00436	0
G052	0,00072	0,00094	0,009	0,00027	0,00549	0,01953	0,00001
G053	0,00151	0,00011	0,00213	0,00008	0,00215	0,00294	0,00017
G054	0,00151	0,00438	0,11888	0,0011	0,00554	0,02193	0,00001
G055	0,00156	0,00453	0,10034	0,00115	0,00132	0,00532	0
G056	0,00151	0,0043	0,11056	0,00111	0,00321	0,01259	0
G057	0,00123	0,00361	0,06458	0,00091	0,00279	0,01128	0
G058	0,0013	0,00341	0,06188	0,00096	0,00029	0,00108	0,00001
G059	0,00116	0,00253	0,04287	0,00065	0,00287	0,01119	0
G060	0,00138	0,00374	0,07337	0,00102	0,00076	0,00287	0,00001
stdcz6	0,00069	0,00063	0,00565	0,00024	0,00047	0,00125	0,00001
stdcz7	0,00069	0,00063	0,00585	0,00025	0,00047	0,00123	0,00001
G061	0,00308	0,00128	0,04255	0,00048	0,00622	0,01394	0
G062	0,00293	0,00122	0,03711	0,00058	0,0041	0,0077	0
G063	0,00121	0,00117	0,01782	0,00034	0,00447	0,01461	0
G064	0,00102	0,00101	0,01289	0,00029	0,00428	0,01451	0,00001
G065	0,00124	0,0011	0,01719	0,00036	0,00329	0,00977	0
G066	0,00185	0,00124	0,02708	0,00042	0,00392	0,01088	0
G067	0,0009	0,00126	0,01488	0,00037	0,00252	0,0086	0,00001
G068	0,0023	0,00131	0,0352	0,00046	0,00514	0,01336	0
G069	0,002	0,00117	0,02773	0,00037	0,00664	0,01868	0
G070	0,00134	0,00125	0,02127	0,00032	0,01628	0,05888	0,00001
G071	0,00355	0,00204	0,08793	0,00077	0,00546	0,01303	0
G072	0,0018	0,00554	0,15076	0,0013	0,002	0,00873	0,00001
G073	0,0024	0,00732	0,2931	0,00169	0,00349	0,01539	0
G074	0,00198	0,0013	0,0306	0,00044	0,00403	0,0113	0

G075	0,00155	0,00087	0,0188	0,00039	0,00177	0,00392	0,00005
G076	0,00442	0,0014	0,05594	0,00062	0,00687	0,01254	0
G077	0,00159	0,00137	0,02594	0,00048	0,0029	0,00807	0
G078	0,00127	0,00135	0,02242	0,00045	0,00245	0,00736	0
G079	0,00218	0,00149	0,03831	0,00051	0,00516	0,01346	0
G080	0,0013	0,00126	0,02085	0,00039	0,00351	0,01102	0
G081	0,00139	0,00127	0,02283	0,00097	0,00095	0,00138	0,00001
G082	0,001	0,00189	0,02761	0,00062	0,0008	0,00253	0,00002
G083	0,00146	0,00337	0,07819	0,0011	0,00122	0,00391	0,00001
G084	0,00104	0,00209	0,03159	0,00124	0,00043	0,00085	0,00001
G085	0,00163	0,00492	0,14462	0,0013	0,00228	0,00884	0
G086	0,00126	0,004	0,07451	0,00101	0,00225	0,00903	0
G087	0,00114	0,00245	0,04197	0,00069	0,00213	0,00764	0
G088	0,00196	0,00586	0,18068	0,00141	0,00344	0,01454	0
G089	0,00148	0,00126	0,02661	0,00035	0,00054	0,00201	0,00002
G090	0,00243	0,00202	0,07035	0,00067	0,00468	0,01309	0
stdcz8	0,00069	0,00063	0,00576	0,00024	0,00046	0,00125	0,00001
stdcz9	0,00068	0,00063	0,00555	0,00023	0,00045	0,00126	0,00001
G091	0,00178	0,00408	0,14021	0,00103	0,00725	0,02805	0
G092	0,00136	0,0011	0,01837	0,00035	0,00273	0,00848	0
G093	0,00123	0,00342	0,05964	0,00095	0,00128	0,00471	0,00001
G094	0,00196	0,00116	0,02755	0,00037	0,00467	0,01322	0,00001
G095	0,00205	0,00005	0,00126	0,00002	0,0014	0,00355	0,0005
G096	0,00161	0,00302	0,08017	0,0011	0,0023	0,00649	0,00001
G097	0,00103	0,00124	0,01641	0,0007	0,00062	0,00119	0,00001
G098	0,00073	0,00115	0,011	0,0003	0,00498	0,01892	0,00001
G099	0,00189	0,00119	0,0265	0,00052	0,00266	0,00582	0
G100	0,00216	0,00582	0,19685	0,00146	0,00052	0,00221	0,00002
G101	0,00141	0,00172	0,03667	0,0007	0,00278	0,00688	0,00001
G102	0,0016	0,0037	0,10382	0,00114	0,003	0,00987	0
G103	0,00224	0,00129	0,03194	0,00045	0,00462	0,01239	0
G104	0,00167	0,00403	0,12958	0,00098	0,00535	0,02166	0,00001
G105	0,00096	0,00161	0,02112	0,00057	0,00106	0,00312	0
G106	0,00141	0,00431	0,10269	0,00108	0,00448	0,01802	0
G107	0,00149	0,00477	0,122	0,00123	0,00151	0,00608	0,00001
G108	0,0012	0,00117	0,01837	0,00036	0,00411	0,0128	0,00001
G109	0,00114	0,0013	0,01924	0,00043	0,00197	0,00591	0
G110	0,00179	0,00406	0,14816	0,0013	0,00427	0,01333	0,00001
G111	0,0017	0,00499	0,16559	0,00133	0,00274	0,01052	0
G112	0,00122	0,00115	0,01736	0,00038	0,0027	0,008	0
G113	0,0029	0,00708	0,48123	0,00208	0,00237	0,00869	0
G114	0,00136	0,00467	0,09945	0,00116	0,0023	0,00939	0
G115	0,00116	0,00119	0,0173	0,00038	0,0025	0,00776	0
G116	0,00098	0,00124	0,01638	0,00042	0,00153	0,00455	0,00001
G117	0,00094	0,00244	0,03211	0,00068	0,00139	0,00508	0,00001
G118	0,00201	0,00447	0,17485	0,00173	0,00157	0,00448	0

G119	0,00295	0,00185	0,06033	0,0015	0,00247	0,00326	0
G120	0,00283	0,00122	0,03824	0,00049	0,00402	0,00926	0
stdcz10	0,0007	0,00063	0,00586	0,00025	0,00048	0,00125	0,00002
stdcz11	0,00068	0,00063	0,00559	0,00024	0,00046	0,00128	0,00002
stdcz12	0,00068	0,00062	0,00566	0,00024	0,00047	0,00124	0,00002

Annexe 7: Âges U-Pb corrigés (Glitter)

Echantillon J6.2

Analysis	Age estimates (Ma)				Age error 1 σ (Ma)			
	Pb207 / Pb206	Pb206 / U238	Pb207 / U235	Pb208 / Th232	Pb207 / Pb206	Pb206 / U238	Pb207 / U235	Pb208 / Th232
stdcz1	351	337	339	344	28	4	4	5
stdcz2	325	336	333	334	29	4	4	5
stdcz3	310	337	333	343	29	4	4	5
glass1	5091	1388	4522	8357	16	16	47	78
glass2	5114	1346	4645	8144	16	15	53	77
G001	956	974	950	967	40	11	17	15
G002	2073	2232	2157	2267	24	23	23	29
G003	2723	1683	2191	1234	19	18	15	15
G004	2046	2154	2061	2019	21	22	16	24
G005	2590	2620	2514	2229	23	27	28	27
G006	812	795	783	786	32	9	11	9
G007	2770	2703	2715	2656	18	26	14	29
G008	0	843	-NaN	821	0	10	-393	12
G009	151	342	309	325	66	4	8	6
G010	2319	1076	1571	1546	19	12	11	20
G011	2010	1388	1623	1321	24	15	16	18
G012	2042	2189	2055	2170	26	23	25	34
G013	2804	2802	2763	2765	19	27	21	32
G014	1321	677	846	973	110	11	43	26
G015	2770	1706	2251	2206	18	18	13	25
G016	2085	2235	2122	2160	20	23	16	24
G017	790	617	613	604	133	10	36	16
G018	1054	604	696	660	60	8	19	12
G019	599	592	575	566	44	7	11	9
G020	3541	3968	3617	4211	19	38	37	49
G021	1897	634	991	701	22	7	10	9
G022	2951	2820	2834	2785	22	29	32	43
G023	1192	315	446	211	39	4	8	3
G024	2854	3047	2907	2363	18	29	17	29
G025	1059	1051	1008	1023	44	12	19	13
G026	1952	2013	1932	1985	20	20	13	22
G027	2583	2029	2271	1928	19	21	15	21
G028	2115	2155	2123	2222	22	22	20	26
G029	674	696	677	697	38	8	11	11
G030	629	661	626	666	52	8	14	9
stdcz4	335	337	337	339	29	4	4	5
stdcz5	348	337	341	348	28	4	4	5
G031	1874	1850	1821	1738	30	21	26	25

G033	2585	2069	2279	1860	19	21	16	21
G032	2120	1623	1822	829	23	17	17	10
G034	1052	1016	978	1011	31	11	13	12
G035	1096	760	817	809	45	9	17	12
G036	2855	2791	2800	2859	18	27	14	41
G037	3033	3097	3015	3170	18	29	17	36
G038	1355	1457	1393	1453	23	15	12	16
G039	2498	2319	2386	2077	24	25	29	27
G040	1793	1730	1776	1766	34	20	31	26
G041	525	511	504	625	35	6	7	10
G042	1470	1417	1396	1462	44	16	29	24
G043	2036	2332	2154	1788	23	24	20	25
G044	2112	1540	1777	1679	21	16	15	20
G045	385	393	388	398	36	5	6	5
G046	1123	973	998	1047	27	11	11	12
G047	1460	281	397	272	206	6	40	8
G048	1129	639	700	714	62	8	19	12
G049	974	846	840	844	43	10	16	11
G050	754	575	584	624	150	9	37	15
G051	420	379	369	354	44	5	7	5
G052	2001	1994	1944	1951	24	21	21	24
G053	2041	2037	2125	1915	21	21	16	22
G054	2068	1360	1668	734	22	15	14	9
G055	764	654	642	624	69	8	18	11
G056	655	593	596	621	68	8	18	48
G057	3015	2778	2902	2772	18	27	17	49
G058	643	654	658	621	28	7	7	7
G059	480	615	540	602	75	8	16	11
G060	4292	6674	408	*****	2252	6709	1335	*****
stdcz6	388	342	347	353	30	4	4	5
stdcz7	356	336	339	344	30	4	4	5
G061	652	641	628	641	55	8	15	10
G062	2837	2998	2836	2944	19	29	18	33
G063	615	636	603	620	45	7	11	8
G064	2826	2918	2827	2903	19	28	15	33
G065	546	610	578	601	97	8	23	12
G066	0	-NaN	1341	-NaN	5685	*****	2896	*****
G067	2558	2008	2298	1876	19	20	13	21
G068	622	562	544	552	44	7	10	7
G069	1594	618	879	503	22	7	8	6
G070	2116	2032	2001	1948	32	23	33	30
G071	682	541	571	545	27	6	6	6
G072	1220	1185	1162	1192	26	13	12	15
G073	2031	2161	2044	2159	23	22	19	27
G074	2529	2446	2443	2470	24	25	27	36
G075	2032	1955	1906	1907	28	21	25	28

G076	2429	2061	2217	2077	20	21	15	26
G077	2088	2101	2038	2103	21	21	14	25
G078	2062	2244	2116	2284	30	24	32	39
G079	2073	176	407	562	28	2	6	8
G080	1857	497	821	597	27	6	10	8
G081	2675	2653	2635	2597	20	26	19	31
G082	1913	593	945	733	23	7	10	10
G083	2034	2143	2035	2116	21	22	14	25
G084	620	569	552	550	81	7	18	10
G085	2465	2331	2351	2356	22	24	22	30
G086	2970	593	1392	509	19	7	11	6
G087	2487	2540	2474	2482	21	25	20	30
G088	2427	265	668	*****	22	3	7	179
G089	0	-569	-NaN	*****	6487	803	*****	*****
G090	2054	2246	2124	2299	28	24	28	33
stdcz8	357	336	339	347	31	4	4	5
stdcz9	318	336	335	337	31	4	4	5
G091	694	603	596	635	43	7	11	10
G092	2451	1979	2217	1952	20	20	14	24
G093	2105	1491	1727	1654	22	16	15	21
G094	2025	1728	1805	1829	27	19	21	26
G095	2753	2879	2765	2889	21	28	21	41
G096	2465	2497	2422	2457	21	25	17	29
G097	2100	2096	2091	2041	24	22	21	25
G098	734	619	602	589	61	8	16	10
G099	758	696	670	652	70	9	20	12
G100	2992	335	977	893	19	4	9	11
G101	1814	451	756	846	25	5	9	13
G102	2266	770	1275	419	22	9	12	6
G103	2842	2977	2833	2886	20	28	16	34
G104	1599	572	843	659	63	8	26	14
G105	997	1048	1004	1027	31	12	13	15
G106	1146	1046	1017	1028	41	12	18	15
G107	2134	1284	1651	1470	22	14	14	19
G108	2961	2792	2859	1712	21	27	21	39
G109	718	636	620	596	184	10	47	16
G110	2486	2549	2464	2305	22	25	19	30
G111	2054	2193	2093	2071	22	22	16	26
G112	2589	1697	2101	1586	21	18	15	20
G113	2929	3014	2892	2862	23	30	31	35
G114	2217	1062	1511	982	21	12	11	12
G115	2662	2392	2445	2462	21	24	18	30
G116	2023	1921	1929	1733	25	20	19	25
G117	2175	502	932	462	23	6	9	6
G118	2570	2209	2344	1578	28	25	34	30
G119	2467	2329	2371	2512	21	23	16	31

G120	1854	1721	1711	1763	28	19	21	24
stdcz10	341	337	338	343	34	4	5	6
stdcz11	302	337	333	332	33	4	5	5
stdcz12	347	337	335	348	33	4	5	6

Echantillon J6.3

Analysis	Age estimates (Ma)				1 σ age error (Ma)			
	Pb207 / Pb206	Pb206 / U238	Pb207 / U235	Pb208 / Th232	Pb207 / Pb206	Pb206 / U238	Pb207 / U235	Pb208 / Th232
stdcz1	335	337	336	345	25	4	4	4
stdcz2	343	337	337	338	25	4	4	4
stdcz3	337	338	338	349	25	4	4	4
glass1	5104	1472	4584	8625	15	17	27	75
glass2	5103	1465	4650	8496	15	17	27	74
G001	1956	2121	2021	1958	22	23	18	20
G002	1989	1621	1767	1627	32	20	28	22
G003	674	588	595	569	90	9	23	13
G004	635	578	582	565	31	7	8	7
G005	2227	1650	1868	1678	23	19	19	20
G006	660	665	628	631	33	8	9	9
G007	2213	2326	2236	2213	20	25	17	25
G008	626	641	610	602	42	8	11	7
G009	1181	1371	1262	1232	30	16	16	17
G010	1054	442	560	470	24	5	6	5
G011	1915	1711	1801	1644	20	19	13	20
G012	2130	2250	2122	2013	21	24	17	22
G013	992	673	719	1677	65	9	20	75
G014	1391	1416	1367	1378	29	17	17	17
G015	2180	2364	2224	2245	20	25	16	26
G016	2043	2361	2123	2349	25	26	25	39
G017	2545	2716	2592	2821	18	28	15	30
G018	694	601	621	606	32	7	9	8
G019	641	696	659	637	39	9	11	8
G020	2195	2317	2229	2296	19	25	15	24
G021	623	719	670	669	32	9	9	8
G022	656	636	634	636	31	8	9	8
G023	2173	2454	2265	2412	19	26	13	25
G024	722	662	641	644	52	9	14	9
G025	694	636	625	744	32	8	9	9
G026	598	599	566	604	73	8	18	9
G027	2778	843	1603	1438	75	17	68	34
G028	766	789	732	878	46	10	15	13
G029	1863	1958	1883	1808	38	24	37	27
G030	705	680	648	628	66	9	18	11
stdcz4	321	343	336	339	27	4	4	4

stdcz5	347	337	338	338	26	4	4	4
G031	762	667	672	653	32	8	9	8
G032	705	712	704	699	27	9	8	8
G033	681	534	537	527	39	7	9	7
G034	697	654	643	613	42	8	12	7
G035	2569	165	486	282	18	2	5	3
G036	719	601	609	581	58	8	15	8
G037	783	761	740	709	38	9	12	8
G038	2089	1503	1735	958	20	17	14	12
G039	1268	1209	1195	1184	25	14	12	13
G040	765	653	649	626	55	8	15	9
G041	731	592	608	577	45	8	12	8
G042	721	597	598	625	38	7	10	8
G043	2001	603	996	1150	19	7	8	13
G044	2002	2044	1965	1902	21	23	16	21
G045	3308	3275	3292	3105	16	33	14	32
G046	672	605	581	491	87	9	22	8
G047	2001	2064	2000	1819	22	23	18	22
G048	729	598	597	569	36	7	9	7
G049	606	501	524	438	30	6	7	6
G050	2053	1932	1968	1757	20	21	14	20
G051	1182	1159	1162	1091	22	13	9	12
G052	588	539	530	522	36	7	8	6
G053	2001	2076	1991	1951	21	23	16	21
G054	469	444	433	407	46	6	8	5
G055	1320	974	1082	888	22	11	9	10
G056	658	640	633	606	28	8	7	7
G057	823	594	601	606	57	8	15	10
G058	829	544	580	514	47	7	12	6
G059	2121	2116	2085	1921	20	23	16	23
G060	752	546	559	480	52	7	13	8
stdcz6	335	337	338	336	26	4	4	4
stdcz7	347	337	338	344	26	4	4	4
G061	1809	1421	1565	1248	21	16	13	14
G062	1367	928	1041	547	48	12	24	9
G063	2130	2290	2156	2215	20	25	16	25
G064	663	632	609	637	37	8	10	9
G065	610	556	569	619	32	7	8	7
G066	645	638	610	627	40	8	10	8
G067	2123	2228	2116	2129	20	24	16	26
G068	561	601	590	581	26	7	6	7
G069	2958	2520	2779	2247	17	26	13	24
G070	684	699	665	626	30	9	9	7
G071	2012	2046	1999	1955	19	22	12	21
G072	1754	1789	1754	1667	23	20	16	19
G073	2127	2275	2121	2093	21	25	17	25

G074	1408	1409	1403	1334	21	16	11	15
G075	535	595	545	604	54	8	12	9
G076	2118	2165	2104	1805	21	24	16	21
G077	1377	1549	1431	1489	23	18	13	17
G078	622	577	595	642	26	7	7	12
G079	758	663	670	646	37	8	11	8
G080	2211	1929	2027	1363	45	27	52	27
G081	1992	2113	2016	2042	24	24	22	23
G082	2963	397	1079	331	19	5	9	4
G083	709	682	656	664	38	8	10	9
G084	988	1072	1020	1053	24	13	10	12
G085	993	1027	990	1003	34	13	15	13
G086	2207	540	986	1012	22	7	10	12
G087	2128	2329	2175	2166	21	25	17	27
G088	604	613	600	601	29	7	7	7
G089	1403	1052	1135	1002	23	12	11	12
G090	2132	1698	1895	3331	19	19	11	36
stdcz8	320	338	335	337	27	4	4	5
stdcz9	323	337	338	340	27	4	4	5
G091	682	664	668	630	27	8	7	7
G092	616	607	597	585	46	8	12	8
G093	2335	2686	2414	3304	20	28	17	41
G094	0	5328	1682	*****	4403	2658	3013	*****
G095	658	617	595	600	36	8	9	8
stdcz10	357	336	341	343	27	4	4	4
stdcz11	349	338	336	344	27	4	4	5
stdcz12	332	337	335	354	28	4	4	5

Echantillon J6.5

Analysis	Age estimates (Ma)				1σ age error (Ma)			
	Pb207 / Pb206	Pb206 / U238	Pb207 / U235	Pb208 / Th232	Pb207 / Pb206	Pb206 / U238	Pb207 / U235	Pb208 / Th232
stdcz1	336	338	333	379	28	4	4	5
stdcz2	327	338	332	345	30	4	4	5
stdcz3	350	338	337	338	28	4	4	5
glass1	5099	1404	4494	8078	16	16	44	71
glass2	5085	1396	4598	8103	16	15	47	71
G001	653	565	564	531	41	7	10	7
G002	2032	122	286	213	23	1	4	3
G003	2067	1996	2026	2021	19	20	12	20
G004	2093	1940	1996	1891	22	20	19	21
G005	895	651	728	644	144	10	45	15
G006	697	444	482	564	26	5	5	6
G007	675	679	657	680	32	8	9	8
G008	2031	2067	2031	2083	20	21	14	21

G009	3161	3085	3064	3005	17	29	14	29
G010	702	604	589	617	73	8	18	10
G011	1068	992	975	992	42	11	18	14
G012	973	1025	985	982	25	11	10	12
G013	2021	2055	1991	2013	20	21	13	21
G014	928	692	737	707	43	8	14	10
G015	3039	3079	3020	3132	17	29	19	33
G016	1431	1374	1385	1409	20	15	10	15
G017	1149	1184	1154	1158	32	13	16	14
G018	2120	2087	2081	2139	20	21	16	28
G019	765	665	668	658	38	8	11	8
G020	582	585	558	584	40	7	9	8
G021	2081	2057	2021	2014	20	21	16	22
G022	2095	1975	1968	1946	19	20	13	20
G023	1805	1717	1733	1663	29	19	24	18
G024	1740	1614	1658	1587	19	17	11	16
G025	2101	2063	2038	2000	19	21	14	21
G026	2115	1894	2004	1815	18	19	11	18
G027	652	519	529	500	46	6	10	6
G028	627	537	541	473	97	7	22	13
G029	2931	2797	2827	2756	17	27	14	27
G030	2646	2341	2467	2360	18	23	16	24
stdcz4	325	337	337	344	29	4	4	5
stdcz5	360	337	341	333	28	4	4	5
G031	2067	1662	1858	1685	19	17	12	17
G032	2076	2039	1971	1968	23	21	20	22
G033	2851	949	1713	440	18	11	13	5
G034	576	554	533	542	64	7	14	8
G035	1963	1617	1778	1721	19	17	11	26
G036	2088	1978	1993	1986	19	20	13	21
G037	1801	1881	1828	1824	23	20	17	20
G038	2041	2153	2065	2138	22	22	20	25
G039	624	644	606	627	62	8	15	11
G040	2046	2019	1991	1921	19	20	12	20
G041	675	534	554	567	31	6	7	7
G042	2077	2084	2030	2008	19	21	13	20
G043	2162	2221	2153	2120	20	22	17	22
G044	3108	656	1408	1086	80	15	66	33
G045	2065	1777	1886	1666	21	19	15	17
G046	1932	1853	1857	1860	19	19	12	19
G047	1499	1439	1433	1440	23	15	13	15
G048	813	585	596	592	46	7	12	7
G049	817	543	583	586	85	7	21	9
G050	674	583	587	638	31	7	7	11
G051	582	541	521	551	40	6	9	8
G052	578	497	508	509	26	6	6	5

G053	2163	60	163	150	19	1	2	2
G054	2001	2007	1969	1966	22	21	17	20
G055	2318	2104	2167	2073	18	21	12	21
G056	2116	1995	2031	1979	20	20	15	20
G057	1851	1729	1755	1674	20	18	12	17
G058	2036	1649	1834	1672	18	17	10	18
G059	1382	1239	1243	1135	25	13	13	12
G060	2102	1785	1915	1797	18	18	11	19
stdcz6	336	337	334	337	29	4	4	5
stdcz7	301	338	342	346	30	4	4	5
G061	678	557	571	549	103	8	25	10
G062	662	536	535	526	99	7	22	12
G063	633	589	573	579	42	7	10	7
G064	508	518	495	505	39	6	8	6
G065	579	554	545	567	45	7	10	7
G066	453	602	556	592	72	7	16	8
G067	652	650	631	644	31	7	8	7
G068	559	615	592	620	83	8	20	9
G069	487	554	534	549	76	7	17	7
G070	627	618	600	583	47	7	12	6
G071	1236	884	958	867	83	11	35	15
G072	2564	2491	2492	2339	18	24	13	23
G073	3024	3113	2995	3008	17	29	16	29
G074	636	628	611	613	68	8	17	9
G075	2065	453	844	658	21	5	8	8
G076	739	555	556	547	140	8	33	12
G077	667	670	629	649	54	8	14	9
G078	716	679	672	671	42	8	12	9
G079	716	683	666	669	72	9	20	10
G080	658	634	620	631	45	7	11	8
G081	613	624	610	644	49	7	13	19
G082	1241	957	1047	960	24	11	10	12
G083	2020	1610	1752	1744	21	17	14	20
G084	1053	1037	1017	1104	28	11	12	24
G085	2166	2219	2125	2165	21	22	18	24
G086	1845	1884	1805	1818	20	19	13	19
G087	1215	1200	1177	1139	27	13	13	13
G088	2689	2606	2609	2554	17	25	14	25
G089	2091	651	1084	497	20	7	9	7
G090	1142	924	999	893	61	11	27	13
stdcz8	360	338	343	336	29	4	4	5
stdcz9	339	338	335	330	29	4	4	5
G091	2058	1855	1906	1806	25	20	22	19
G092	733	558	567	529	45	7	11	7
G093	1906	1651	1759	1731	19	17	11	18
G094	609	553	559	513	69	7	16	7

G095	2307	27	84	26	24	0	1	0
G096	1410	1385	1357	1404	34	16	21	21
G097	675	634	616	643	35	7	9	14
G098	568	601	579	577	27	7	6	6
G099	486	565	537	551	72	7	16	10
G100	2878	2597	2762	2424	17	25	13	26
G101	1940	872	1242	1238	21	10	11	13
G102	1756	1696	1663	1752	27	18	21	21
G103	698	620	594	630	74	8	18	9
G104	1994	1840	1897	1689	24	20	20	18
G105	769	817	786	821	31	9	10	11
G106	1982	1996	1958	1950	21	20	15	20
G107	2070	2171	2078	2018	20	22	16	23
G108	621	587	581	584	42	7	11	7
G109	697	655	640	631	38	8	10	8
G110	2070	1838	1950	2102	25	20	22	24
G111	2071	2219	2072	2127	23	23	22	24
G112	492	581	540	580	47	7	10	8
G113	3019	2885	2846	2838	20	29	30	37
G114	2004	2150	2039	2083	19	22	14	21
G115	697	604	591	587	39	7	10	7
G116	639	637	628	642	34	7	9	8
G117	1206	1214	1179	1196	23	13	10	13
G118	2040	1979	1915	1923	28	21	27	32
G119	709	800	743	793	97	11	29	29
G120	514	571	545	556	105	7	23	10
stdcz10	357	338	342	348	29	4	4	5
stdcz11	351	337	337	339	29	4	4	5
stdcz12	326	332	338	341	29	4	4	5

Annexe 8: Données TBT pour l'Anti-Atlas¹

Bou Azzer

Name	Rs (μm)	Weight(μg)	FT	4He(ncc/g)	U (ppm)	Th (ppm)	eU (ppm)	Th/U	Age (Ma)	Age c. (Ma)*
16BA-A		5.3	0.769	48668.9	11	15.4	14.7	1.4	27	36
16BA-D		1.21	0.729	92228.3	12.2	27.3	18.7	2.2	41	56
16BA-B		1.8	0.69	468149.3	22.8	69.1	39.4	3	99	143
16BA-C		1.11	0.641	426626	33.8	108.6	59.8	3.2	59	93

Draa Inlier

Name	Rs (μm)	Weight(μg)	FT	4He(ncc/g)	U (ppm)	Th (ppm)	eU (ppm)	Th/U	Age (Ma)	Age c. (Ma)*
DRAA3A	43.1	1.8	0.762	375806.1	26.2	4.7	27.3	0.18	112	147
DRAA3B	53.6	3.48	0.825	442744.3	19.0	8.4	21.0	0.44	172	209
DRAA3C	42.2	1.71	0.7	288537.4	24.4	2.8	25.1	0.12	94	134
DRAA3D	44.4	2.6	0.728	305717.4	16.5	10.0	18.9	0.61	133	182
DRAA3E	54.1	3.6	0.809	401341.6	23.2	1.8	23.6	0.08	139	172
DRAA3F	47	2.35	0.778	257404.1	21.5	6.5	23.0	0.30	91	118
DRAA3H	55.5	4.01	0.803	500310.7	17.1	14.3	20.6	0.83	199	248
DRAA3I	41.4	1.92	0.717	254215.9	23.2	10.1	25.7	0.44	81	113
DRAA3J	52.8	2.45	0.729	955139.1	57.3	12.8	60.4	0.22	129	177
DRAA3K	47.8	2.44	0.793	507306.1	23.7	14.7	27.2	0.62	153	192
DRAA3L	51.1	3.05	0.794	404254.5	21.4	6.8	23.0	0.32	144	181
DRAA3M	50.1	3.01	0.778	495338.1	29.4	9.1	31.5	0.31	128	165
DRAA3N	45.6	1.9	0.735	604585.8	32.0	5.8	33.4	0.18	148	201
DRAA3O	59.1	4.05	0.798	625426.6	32.2	4.5	33.3	0.14	153	192

¹: Rs (sphere equivalent radius) and FT (ejection factor) have been calculated using the developed procedure of Gautheron and Tassan-Got (2010) and Ketcham et al. (2011). *(U-Th-Sm)/He age corrected from alpha-ejection with the FT (Farley et al., 1996)

Annexe 9: Article publié dans *Geological Magazine*

Vertical movements along the northern border of the West African Craton: the Reguibat Shield and adjacent basins

R. LEPRÊTRE^{*†}, J. BARBARAND^{*}, Y. MISSENARD^{*}, F. LEPARMENTIER[‡]
& D. FRIZON DE LAMOTTE^{‡§}

^{*}Université Paris-Sud, UMR UPS-CNRS 8148 IDES, F- 91405 Orsay, France

[‡]TOTAL EP, Projets Nouveaux, place Jean Millier, F92 400 Paris-La Défense, France

[§]Département Géosciences et Environnement, Université de Cergy-Pontoise, Cergy-Pontoise, France

(Received 20 February 2013; accepted 1 October 2013; first published online 13 November 2013)

Abstract – The absence of a sedimentary record on large cratonic areas often prevents the reconstruction of the history of their vertical movements. The Reguibat Rise, belonging to the West African Craton, is typically a large basement high, whose Meso-Cenozoic history is poorly known because of the extreme reduction of this sedimentary record. In this paper we present the first thermochronological data from the centre of the Reguibat Rise, and combine them with the geometry of the sedimentary formations in the adjoining Tindouf and Taoudeni basins situated north and south, respectively. Fission track analysis on apatite yields ages from 256 ± 21 Ma to 139 ± 8 Ma, and 120 ± 10 Ma by (U–Th)/He dating. Two competing scenarios are tested based on these data with thermal history modelling. We favour the scenario that includes a Late Jurassic/Early Cretaceous cooling of the samples, based on stratigraphical constraints and the thermochronological results. We then propose a new model for the evolution of this region and reveal the occurrence of a previously unknown major exhumation event at the Jurassic/Cretaceous transition accounting for the main present-day structures.

Keywords: Thermal modelling, Reguibat Rise, Tindouf/Taoudeni basins.

1. Introduction

Sedimentary archives constitute the first-choice evidence for building the geological history of the Earth's surface. Their absence greatly limits interpretations but raises the challenging question of whether a sedimentary cover was ever deposited or if it has been eroded. This is crucial for intracontinental basins and adjacent basement highs, which are commonly considered as stable areas because they appear to be relatively unaffected by plate tectonics, and are further from plates boundaries. Moreover, data are lacking to unravel the history of their vertical movements. Nevertheless, intracratonic basins may have experienced protracted subsidence interrupted by phases of uplift. The mechanisms responsible for such vertical movements are still largely debated for both subsidence and uplift (Armitage & Allen, 2010). For example, recent data acquired on the Phanerozoic Williston and Western Canada sedimentary basins and the adjacent Canadian Shield show that large regions of the North American continent were buried under sedimentary basins during Palaeozoic time, before significant Palaeozoic – Early Mesozoic unroofing removed these strata (Feinstein *et al.* 2009; Flowers *et al.* 2012). Authors have proposed either dynamic topography (Flowers *et al.* 2012) or far-field effects of orogenic processes (Feinstein *et al.* 2009) to account for these movements. Unravelling the vertical motions affecting intracontinental regions could contribute to a better understanding of the

coupled evolution of uplifting and subsiding areas in a 'source-to-sink' context.

The Reguibat Rise (RR) in the northern part of the West African Craton (WAC) (Fig. 1a) is formed by Archaean and Lower Proterozoic rocks. Sedimentary rocks are not present except for some patches of poorly dated Cenozoic formations (Gevin, 1960; Fabre, 2005). The RR is bounded to the north by the Tindouf Basin and to the south by the Taoudeni Basin, both of which are filled by Proterozoic and/or Palaeozoic sediments (Fig. 1b). The original extent of any Proterozoic/Palaeozoic cover over the RR is unknown. Moreover, though poorly represented, Meso-Cenozoic sediments in these two basins and locally on the edge of the RR testify that vertical movements had occurred in the last 250 Ma: the syncline-shape of the Palaeozoic Tindouf Basin unconformably topped by horizontal Cretaceous strata is one example. This region is key to understanding the stability of the WAC during Meso-Cenozoic times as it is located at the intersection of several geological domains: it is bounded to the west by the Central Atlantic, which opened during the early Mesozoic (Labails *et al.* 2010), and to the north by the active Cenozoic Atlas System (Frizon de Lamotte *et al.* 2000). We have conducted the first low-temperature thermochronology study in this area, combined with the construction of an isopach map of the Upper Palaeozoic succession in the Tindouf Basin and a regional cross-section between the Taoudeni and Tindouf basins over the RR. Together with the available geological data, we are able to propose a new model for the vertical motion of this region of the WAC.

[†]Author for correspondence: remi.lepretre@u-psud.fr

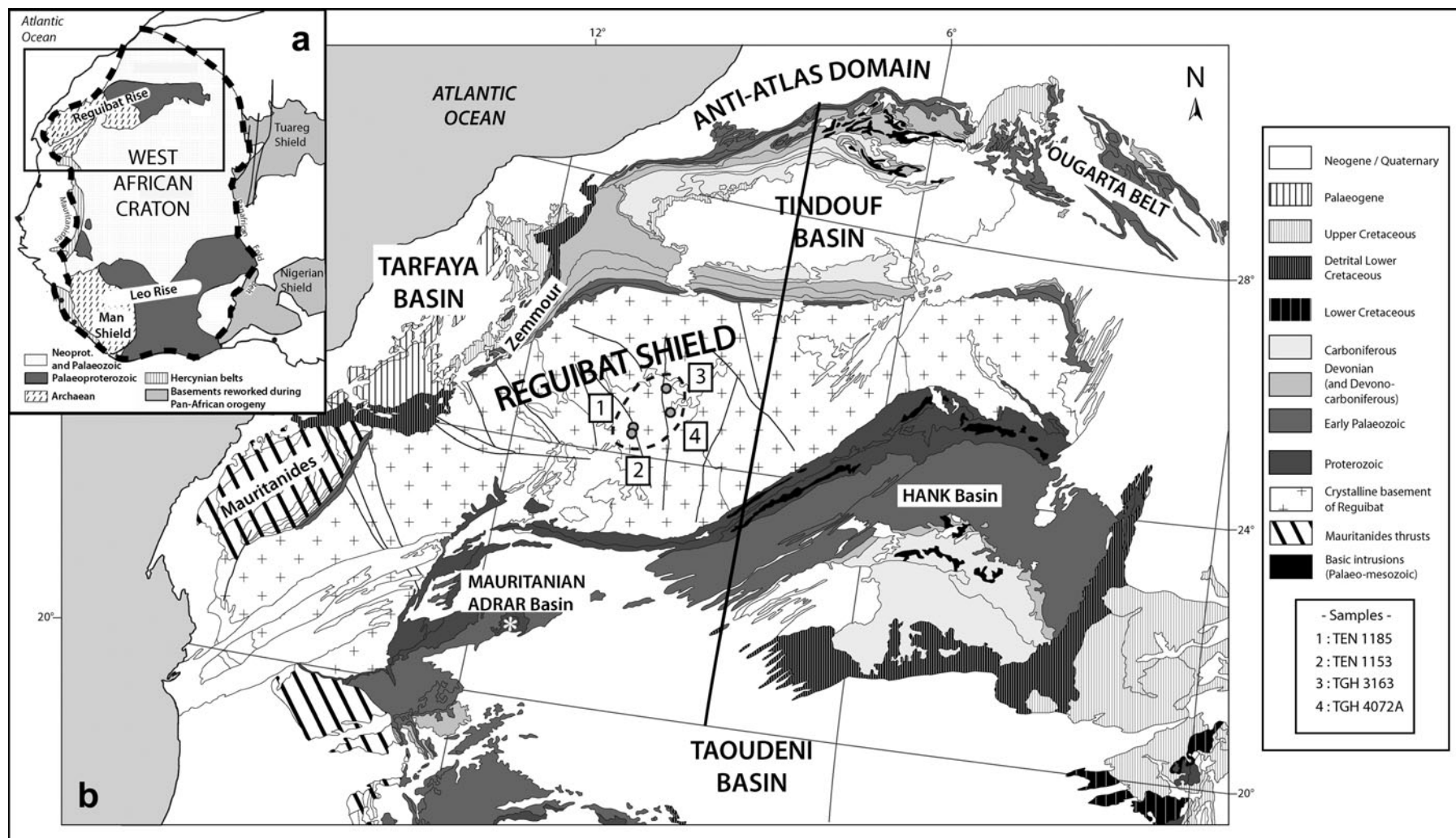


Figure 1. (a) Simplified map of West Africa (after Peucat *et al.* 2005) showing the location of the West African Craton and the region of study. (b) Geological map of the Reguibat Shield and neighbouring basins. The reference cross-section is represented by the black bold line. The white star in the Mauritanian Adrar marks the location of the Richat structure.

2. Geological setting

2.a. The Reguibat Rise (RR)

The RR (Fig. 1b) is a vast, ENE-trending basement arch along the northern part of the WAC (Fig. 1a). It is located south of the northern edge of the WAC, the latter extending to the Anti-Atlas Variscan Belt north of the Tindouf Basin (Gasquet *et al.* 2008). The topography of the RR is relatively flat, with elevations ranging from 200 to < 500 m and a slight asymmetry with decreasing elevations from north to south and from east to west towards the Atlantic margin. The RR basement is divided into two regions based on their respective ages (Dillon & Sougy, 1974; Bessoles, 1977; Choubert & Faure-Muret, 1990): an Archaean western part, consisting in high-grade metamorphic rocks, migmatites or charnockites with ages ranging between 3.5 and 2.5 Ga, and an Eburnean eastern part (2.2–2.0 Ga), representing the highest elevated part of the arch. Along its western edge, the Reguibat basement is involved in the Variscan Mauritanides fold-and-thrust belt (Villeneuve *et al.* 2006). There is a thin and scattered Meso-Cenozoic cover that exists over parts of the RR, represented by the so-called ‘hamada’ formations (100 to < 200 m thick). These continental formations mainly occur in the eastern part of the rise (Gevin, 1960; Choubert & Faure-Muret, 1990). They are poorly dated (Fabre, 2005), although the uppermost parts are considered to be Late Cenozoic in age.

2.b. Adjacent basins: Tindouf, Taoudeni and Tarfaya basins

The Tindouf Basin is a large E–W-trending synclorium flanking the RR to the north. The southern flank of the basin has a low (5–10°) dip whereas the northern flank is involved in the Variscan deformation of the Anti-Atlas Belt (Destombes, Hollard & Willefert, 1985; Burkhard *et al.* 2006). The total thickness of the Palaeozoic sedimentary succession reaches 5–6 km at a maximum in the centre of the basin, but thins southward (Boote, Clark-Lowes & Traut, 1998) (Fig. 2). Cambrian strata do not crop out, but have been identified (in drill data and seismic data) thinning southwards on the Reguibat basement between two erosion surfaces (Deynoux, Sougy & Trompette, 1985; Boote, Clark-Lowes & Traut, 1998), and laterally in the Zemmour (Sougy, 1964). The Ordovician deposits correspond to the glacial Hirnantian interval and are overlain by thin marine Silurian deposits (20–70 m). The Devonian series, which unconformably overlies the latter, begins in the Lochkovian, before an Emsian–Eifelian transgression, followed by a generalized regression from the Fammenian until the beginning of the Carboniferous (Guerrak, 1989; Wendt *et al.* 2009). The Devonian series is about 1000 m thick on the southern flank of the Tindouf Basin. Carboniferous deposits (1.5–2 km thick) exhibit an alternation of transgressions and regressions until the Middle Namurian.

Authors have agreed that communication existed between the Tindouf Basin and the Taoudeni Basin at least until the end of the Early Carboniferous transgression (Bertrand-Sarfati *et al.* 1991; Legrand-Blain & Perret-Mirouse, 2000). The Palaeozoic succession is unconformably overlain by the so-called hamada formations. Lower Cretaceous deposits are well represented in the western part of the Tindouf Basin (Sougy, 1959; Choubert, Faure-Muret & Hottinger, 1966; Fabre, 2005, p. 428), with thicknesses of a few hundred metres. Overlying these, Cenomano–Turonian deposits form a carbonate benchmark throughout the whole of northern Africa (Sahagian, 1988). Paleocene sandstones rest unconformably on these carbonate formations (Fabre, 2005, p. 428), and the uppermost formations constitute the ‘Hamada’ *sensu stricto*, which are poorly dated, but thought to be Neogene in age (Gevin, 1960; Choubert & Faure-Muret, 1990; Zouhri *et al.* 2008).

The Taoudeni Basin, located to the south of the RR, is a large basin (2 000 000 km²) containing mainly Proterozoic and Palaeozoic sediments. Stratigraphic studies, conducted in both the Adrar (northwestern part) and the Hank (northeastern part) basins (Monod, 1952; Villemur, 1967), show consistent sedimentary successions, with few lateral facies changes (Fig. 2). Above a significant thickness of Proterozoic series, an unconformable Palaeozoic succession begins with a Cambrian – Lower Ordovician sequence (< 1500 m), which is separated from Upper Ordovician glacial deposits by an erosion surface. After the Hirnantian glacial episode, the Silurian transgression (Silurian thickness of ~ 100 m) is recorded all over the WAC, suggesting a common history for the whole region. Finally, Devonian and Carboniferous strata rest unconformably on the Silurian. Transgression and regression phases similar to those observed in the Tindouf Basin have been recognized. From the end of the Devonian, continental influences are recorded (Fabre & Moussine-Pouchkine, 1971). The Carboniferous and Devonian succession is > 1 km thick in the Hank Sub-basin. There is a sedimentary hiatus between the Permian and the end of the Jurassic. The Lower Cretaceous is represented by the ‘Continental Intercalaire’ (Killian, 1931; revised by Furon, 1956). Strata of Late Cretaceous age are present only in the eastern part of the basin (Fabre *et al.* 1996; Luger, 2003). The Taoudeni Basin is partially covered by Neogene deposits, which can reach 100 m in thickness (Fig. 1b).

The Tarfaya Basin occupies the western part of the region. It has been an area of subsidence since the end of Palaeozoic times and preserves a comprehensive record of the Late Mesozoic history of the area (Choubert, Faure-Muret & Hottinger, 1966; El Khatib, 1995). Following the break-up of Pangaea, a c. 10 km thick succession of Triassic clastic sediments was deposited. This was followed by a transgressive Jurassic succession until an abrupt shift from carbonate platform to deltaic and continental environment occurred

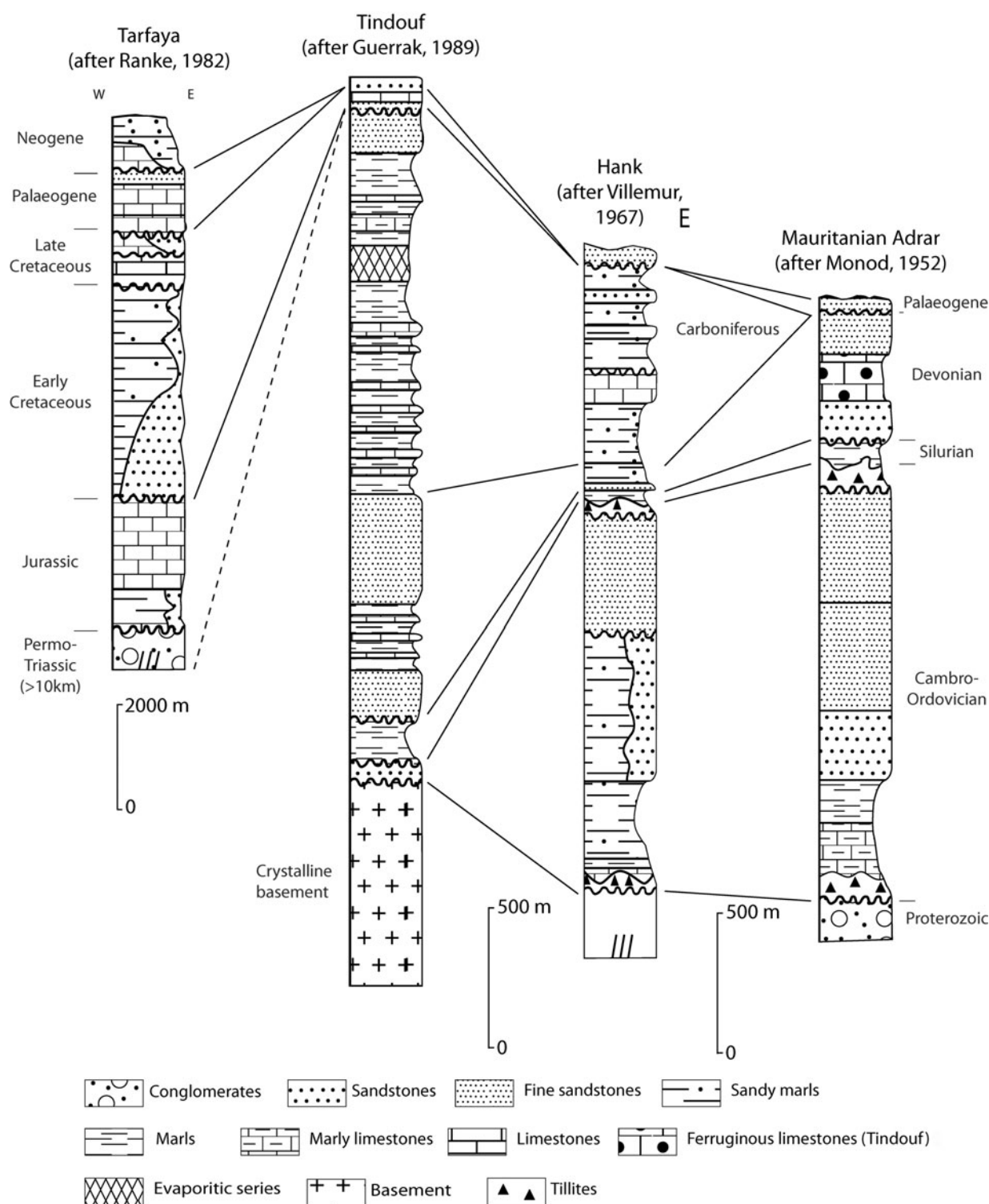


Figure 2. Stratigraphic logs of the basins. (a) Tarfaya basin (after Ranke, von Rad & Wissmann, 1982); (b) southern flank of the Tindouf Basin (after Guerrak, 1989); (c) Hank Sub-basin (after Villemur, 1967); (d) Mauritanian Adrar (after Monod, 1952).

at the beginning of the Early Cretaceous. More than 2 km of Lower Cretaceous strata are present in the basin. Marine conditions resumed from Cenomano-Turonian to Eocene time. The palaeoenvironment then changed in response to the Atlas uplift (Frizon de Lamotte *et al.* 2000). Thin continental Neogene deposits cap the stratigraphic succession (Choubert, Faure-Muret & Hottinger, 1966; Martinis & Visintin, 1966).

3. Material and methods

3.a. Low-temperature thermochronology

Ten samples, provided by the BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières), have been collected from the central part of the RR in the Archaean basement (Fig. 1b; see Table 1 for exact locations). The samples were crushed and sieved, then apatites were isolated using the conventional

Table 1. Fission track analysis results

Sample	Rock type	Location	Elevation (m)	ρ_s (Ns)	ρ_i (Ni)	ρ_d (Nd)	Central age (Ma) $\pm 1\sigma$	MTL (μm)	Dpar
TEN1153	gabbro	10° 30' 36" W 24° 1' 12" N	216	0.759 (581)	0.333 (255)	6.14 (9475)	256 \pm 21 (23)	12.3 \pm 2.3 (102)	2.94 \pm 0.16
TEN1185	gabbro	10° 30' 0" W 24° 6' 36" N	236	2.652 (875)	1.806 (596)	6.07 (9475)	163 \pm 10 (23)	12.4 \pm 2.1 (101)	3.15 \pm 0.15
TGH3163	granite	9° 52' 48" W 24° 52' 48" N	305	1.546 (881)	1.219 (695)	5.99 (9475)	139 \pm 8 (20)	11.9 \pm 1.8 (101)	1.94 \pm 0.12
TGH4072A	granite	9° 43' 12" W 24° 28' 48" N	273	1.784 (883)	0.964 (477)	5.92 (9475)	199 \pm 13 (20)	12.4 \pm 1.5 (113)	1.85 \pm 0.19

ρ – density of tracks, s, i – spontaneous and induced densities in apatites and the mica detector; d – tracks density of the neutron glass monitor (CN5). Densities are expressed in 10^5t/cm^2 . Ns, Ni and Nd are the number of counted spontaneous and induced tracks and in the glass monitor. MTL – mean track length. Values in bracket for central age and MTL are, respectively, the number of single-grain ages and the number of lengths measured. 1σ is the standard deviation. Dpar corresponds to a kinetic factor determined for each sample.

Table 2. (U–Th)/He results for sample TEN1185

Name	Nb.	Rs (μm)	Weight (μg)	F_T	^4He (ncc/g)	U (ppm)	Th (ppm)	eU (ppm)	Age (Ma)	Age c. (Ma)*
1185A	4759	51.1	3.06	0.815	3.44	72.3	95.5	95.2	98.1	120.4 \pm 9.6
1185B	4762	50.5	3.47	0.811	1.67	39.9	56.3	53.4	75	92.5 \pm 7.4
1185C	4754	39.8	1.49	0.739	2.11	94.7	132.2	126.4	93	125.8 \pm 10.1
1185D	4751	68.1	8.58	0.851	8.97	53.4	62.1	68.3	126.9	149.1 \pm 11.9
1185E	4752	30.7	0.81	0.702	5.41	49.6	93.1	71.9	77.1	109.9 \pm 8.8

*(U–Th)/He age corrected from alpha-ejection, with analytical incertitude at one sigma. F_T – ejection factor.

procedure (heavy liquids, magnetic and hand-picking separations). Five samples where apatite crystal yield was sufficient were then mounted in epoxy resin and etched in 5M HNO_3 for 20 seconds at $20 \pm 1^\circ\text{C}$ to reveal spontaneous tracks.

The external detector method was used for analysis (Gleadow & Duddy, 1981). Neutron irradiation was carried out in Garching (Germany); neutron fluence was monitored using the standard reference CN5. Counting was done on a Leica light microscope equipped with a gridded ocular at a total $\times 1000$ magnification. The ‘central age’ method was followed (Galbraith & Laslett, 1993), using the zeta calibration method (Hurford & Green, 1983), with a zeta factor determined by the first author of 368 ± 10 , determined with CN5 glass dosimeters and IUGS apatite age standards (Hurford, 1990). Confined track length measurements were carried out using the same microscope with a $\times 1000$ magnification and a digitizing tablet linked via a drawing tube to the microscope.

(U–Th)/He analysis was carried out on the only sample where euhedral apatite crystals were observed. Crystals were dimensionally characterized along the three axes and placed into a platinum basket. Ejection factors and sphere equivalent radius were determined using the Monte Carlo simulation from Ketcham, Gautheron & Tassan-Got (2011) (see Table 2). Protocol for the measurement of He, U and Th content has been described in Douville *et al.* (2010), using an inductively

coupled plasma quadrupole mass spectrometer (ICP-QMS) series II CCT Thermo-Electron at LSCE (Laboratoire des Sciences du Climat et l’Environnement) (Gif-sur-Yvette; France). The analysis was calibrated using internal and external age standards, including Limberg Tuff. Mean AHe ages of 16.6 ± 1.1 Ma and 31.8 ± 0.5 Ma have been measured for the Limberg Tuff and Durango yellow apatite, which are in agreement with literature data (i.e. 16.8 ± 1.1 Ma from Kraml *et al.* 2006 and 31.4 ± 0.2 Ma from McDowell, McIntosh & Farley, 2005). Error on the AHe age at 1σ is estimated at 8% reflecting uncertainty in the ejection factor (F_T) correction and standard dispersion. The final He, U–Th content and AHe age are reported in Table 2.

Thermal history modelling was conducted with the HeFTy software (Ketcham, Gautheron & Tassan-Got, 2011, v.1.7.4), using the annealing model of Ketcham *et al.* (2007), and the Kolmogorov–Smirnov test as a statistical test for the goodness of fit. The parameter D_{par} was used in the modelling, which is linked to the chemistry of the apatites and hence to the kinetics of track annealing (Burtner, Nigrini & Donelick, 1994; Barbarand *et al.* 2003).

3.b. Reference layer mapping in the Tindouf Basin

Seventeen wells, mainly located on the southern flank of the Tindouf Basin, out of a total of 23 wells extracted

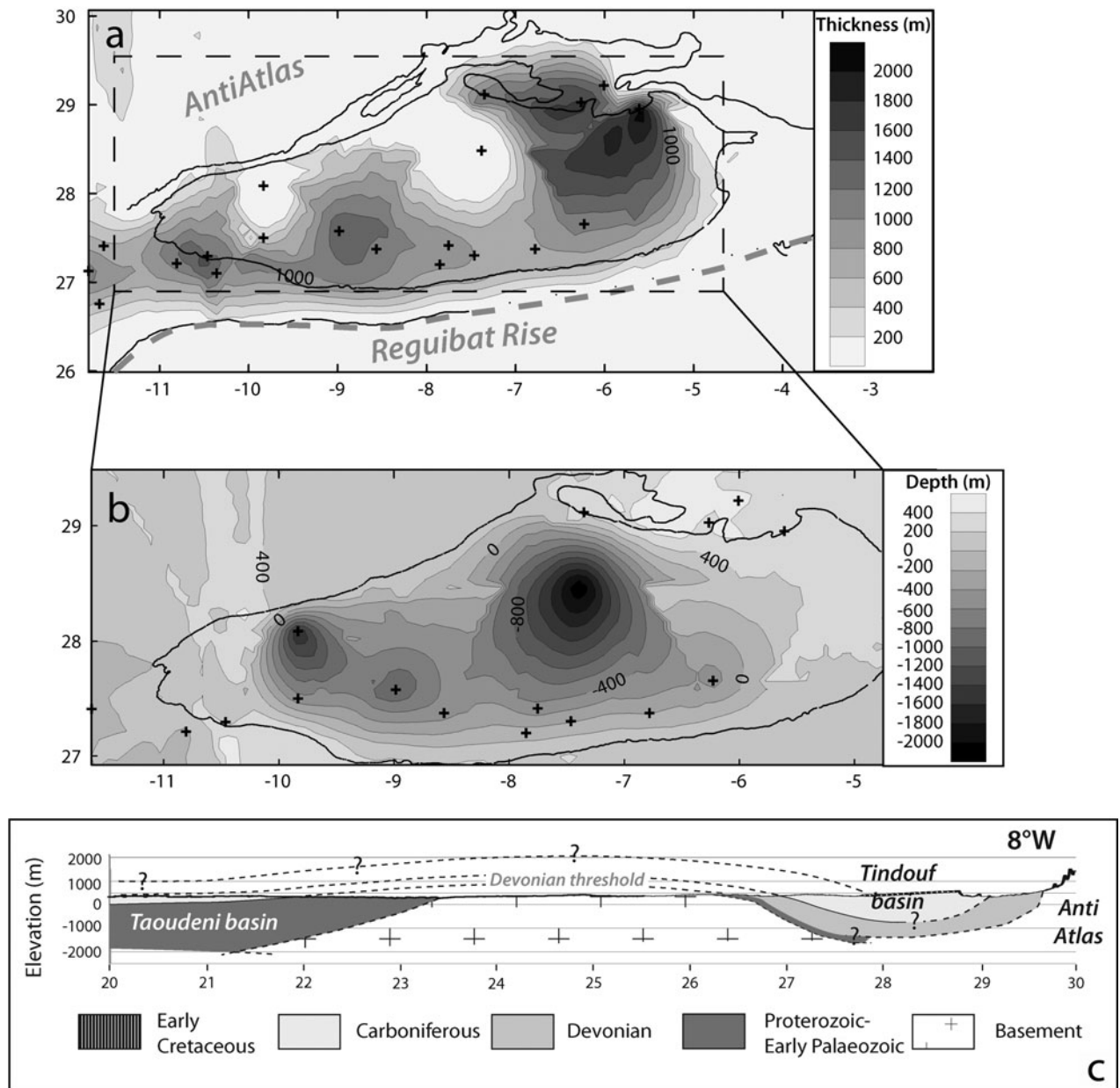


Figure 3. (a) Map of the isopachs of the Devonian. Limits of the top Devonian and the top Silurian are the black lines. Black crosses indicate the position of the wells used to build the surfaces. (b) Map of the isobaths of the Devonian. The limit of the top Devonian is indicated by a black line. Wells are located the same way as (a). Outside of the limits of the top Devonian surfaces are not reliable due to the gridding method, which extrapolates the data to fill the map at the boundaries. (c) Regional cross-section following 8°W meridian, based on the geometry of the Devonian in the Tindouf Basin from our maps. Geometries in the Taoudeni Basin are based on published literature; vertical exaggeration $\times 30$.

from a TOTAL database, were selected on the basis that the following information was available: (1) surface elevation of the well, (2) depth of the top of the Devonian succession and (3) depth of the top of the Silurian succession. Combined with present-day surface contours of top Devonian and top Silurian formations, these data were used to construct two surfaces using Surfer software (Golden Software Inc) by kriging gridding. Tops of the Silurian and Devonian levels were modelled and used to build an isopach map of the Devonian covering the Tindouf Basin (Fig. 3a). This map, associated with the top Devonian level, gives us insights about the

variation in thickness of the Upper Palaeozoic succession across the basin. These data have also been used to draw a regional cross-section at basin-scale from the Tindouf Basin through the RR to the Taoudeni Basin (Fig. 3c). Published data were used to constrain the Taoudeni Basin part of the cross-section.

4. Results

4.a. Low-temperature thermochronology results

The fission track (FT) results are presented in Table 1, and track length histograms are presented in

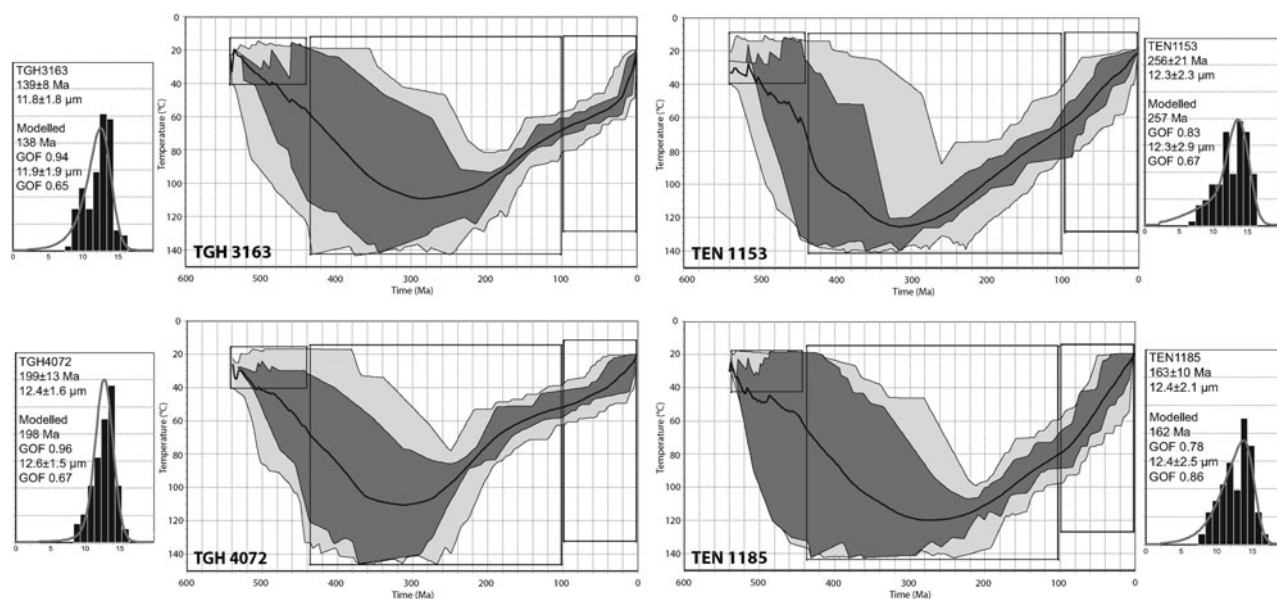


Figure 4. Thermal modelling for the model 1. The light grey area represents the envelope for statistically good fitting time–temperature paths (GOF values > 0.50). The dark grey area represents the envelope for statistically acceptable time–temperature paths (GOF values > 0.05). The bold line is the best fit.

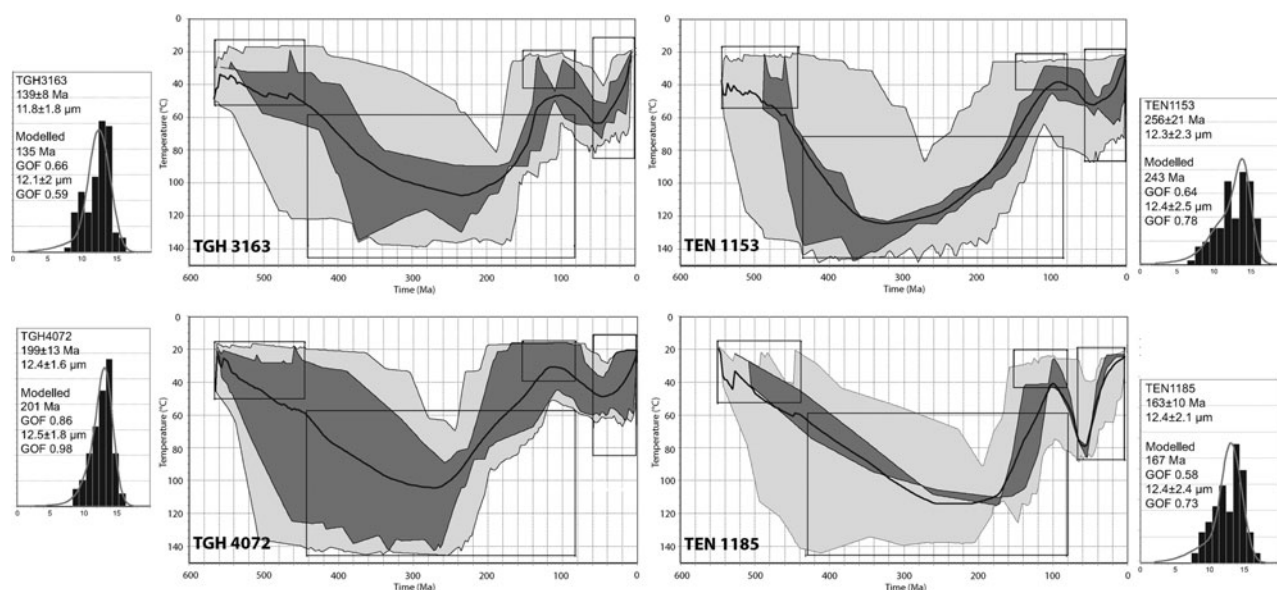


Figure 5. Thermal modelling for the model 2. Same legend as Figure 4.

Figures 4 and 5. FT ages are 256 \pm 21 Ma (TEN1153), 199 \pm 13 Ma (TGH4072A), 163 \pm 10 Ma (TEN1185) and 139 \pm 8 Ma (TGH3163), respectively. Mean track lengths (MTL) are between 12.3 and 12.4 μ m with a large standard deviation (2.3–2.4 μ m) for three of the samples. (U–Th)/He dating on TEN1185 gave five replicates, 149 \pm 12 Ma, 110 \pm 9 Ma, 126 \pm 10 Ma, 120 \pm 10 Ma, 92 \pm 7 Ma, giving a mean age of 120 \pm 10 Ma (Table 2). Kinetic factors D_{par} (Burtner, Nigrini & Donelick, 1994; Barbarand *et al.* 2003) are quite constant for each sample, with low standard deviation (Table 1). Together with the FT ages, they indicate a homogeneous population in each sample.

4.b. Map of the Upper Palaeozoic layers of the Tindouf Basin

The isopach map of the Devonian is presented in Figure 3a, with positions of the wells and the present-day limits of outcrops of the top Silurian and the top Devonian. We clearly identify two large sub-basins, separated by a high at 7° W. The maximum thicknesses of the Devonian reaches at least 1300 m in the western basin and 1900 m in the eastern one. In the region of the high, the Devonian is 700–800 m thick.

The main observation is the general decrease in thickness from east to west. The limited well data and the extensive Variscan deformations (Burkhard *et al.*

2006) in the northern flank of the Tindouf Basin preclude precise estimation of the Devonian thickness. Thus, for the northern part of the map, the two regions with zero elevation are likely to result from both a lack of precision due to the low number of wells in the north of the basin and to perturbations related to the Variscan faults and folds.

Together with the depths of the top Devonian (base of the Carboniferous), we were able to evaluate the total thickness for the Upper Palaeozoic formations bounding the northern edge of the RR. In the case of the Tindouf Basin, the thickness ranges from 1.5 to 2 km for the southern flank of the basin, to a maximum of 3 km in the centre of the eastern sub-basin between 27° N and 28° 30' N. This estimate is nevertheless a lower limit, as the Carboniferous is totally eroded.

4.c. Thermal history modelling

4.c.1. Geological constraints

Two models were tested, assuming different geological constraints. Both models consider that (1) samples were close to the surface during the Cambrian as attested by (i) the thinning of the Cambrian strata in the Tindouf Basin towards the RR basement between two erosion surfaces (Deynoux, Sougy & Trompette, 1985; Boote, Clark-Lowes & Traut, 1998) and (ii) the existence of an unconformity between the Cambrian succession and the Precambrian basement in the Taoudeni Basin (Perrin, Elston & Moussine-Pouchkine, 1988); and (2) samples reached the surface during the Cenozoic in accordance with the presence of continental deposits in both the Tindouf and Taoudeni basins and on the RR. An additional constraint has been added for model 2: samples are considered to have been at the surface at the end of the Jurassic – beginning of the Cretaceous because continental Lower Cretaceous sandstones rest directly upon the RR basement southeast of the Tarfaya Basin (Fig. 1b).

4.c.2. Model 1

Modelling leads to a two-step thermal history (Fig. 4). All modelled FT age and track length distributions show acceptable fits with the real data, with goodness of fit (GOF) ranging from 0.78 to 0.96 for modelled ages, and from 0.65 to 0.86 for modelled MTL (a GOF > 0.5 is considered as acceptable). Large 'constraint boxes' have been chosen to cover all possibilities from surface conditions at the end of Cambrian until the end of the Cenozoic (boxes between 440–100 and 100–0 Ma and, respectively, 20–150 °C and 20–130 °C). Modelling suggests that the samples were subjected to temperatures higher than 100 °C at the end of the Carboniferous. Cooling proceeds with a continuous and gentle slope of the time–temperature path until the samples reach the surface temperature during the Cenozoic, corresponding in our models to samples reaching temperatures from 60 to 20 °C between 60 Ma and the present.

This corresponds to a typical basement-cooling path, which may reflect a slow but continuous exhumation since the end of Palaeozoic times.

4.c.3. Model 2

The Early Cretaceous constraint (meaning a 'constraint box' between 150–80 Ma and 20–40 °C, and keeping a wide box between 440–80 Ma and 60–150 °C) produces a quite different thermal history (Fig. 5). Comparing real datasets with modelled ones gives a GOF ranging from 0.58 to 0.86 for modelled ages and from 0.59 to 0.98 for modelled MTL. The Palaeozoic thermal evolution is similar to that of model 1. The Mesozoic part contrasts with the previous basement-cooling history, with a faster cooling, the climax of which occurred during the Late Jurassic – Early Cretaceous. Following this cooling, weak heating occurred during the Late Cretaceous to Palaeogene period, followed by an episode of weak cooling during the Neogene. AHe data for sample TEN 1185 is in agreement with this model and confirm the accelerated phase of cooling during the Late Jurassic – Early Cretaceous, slightly older than the mean age (120 ± 10 Ma). Pre-Cenozoic AHe data also show that the Upper Cretaceous/Palaeogene heating is not robustly constrained and will not be considered further.

5. Discussion

The two tested models appear statistically coherent with the data and either of them could represent the true thermal history. We nevertheless, prefer model 2 as it is more consistent with the geological evidence. The reasons for this preference are discussed below.

The isopach map of the Devonian strata and our estimates of the thickness of the Upper Palaeozoic succession suggest that the sedimentary realm during the Late Palaeozoic could have extended further south over the RR. In contrast, the Upper Palaeozoic succession is much thinner in the Taoudeni Basin (Hank and Adrar sub-basins) and Carboniferous strata are absent in the Mauritanian Adrar (Figs 1, 2). The Devonian succession is generally thinner in the Taoudeni Basin than in the Tindouf Basin although it can reach 500 m in thickness in the Adrar. The Taoudeni Basin suffered later erosion and the existence of Carboniferous strata in the western part is not constrained, whereas in the Hank Sub-basin, its top is eroded (Villemur, 1967). Palaeontological evidence (Legrand-Blain & Perret-Mirouse, 2000) suggests that the same fauna is present in the Carboniferous of the Hank Sub-basin and the Tindouf Basin. Finally, reviewing the stratigraphy of the WAC, Bertrand-Sarfati *et al.* (1991) considered that the Taoudeni and the Tindouf basins have a common history until Namurian times.

We therefore propose as a working hypothesis, that the whole region was a site of deposition from Silurian to Carboniferous times (Fig. 3c). This is consistent with the FT ages which all post-date the Carboniferous,

assuming a total resetting of the samples by a temperature above 110 °C, which may correspond to a significant burial during the Late Palaeozoic. The present-day separation of the Tindouf and the Taoudeni basins could be the result of either Late Palaeozoic and/or Meso-Cenozoic events, or both. We will now discuss the age of this structuring.

5.a. Palaeozoic scenario

Cambro-Ordovician rocks record different histories in the different areas considered (Taoudeni, Reguibat and Tindouf) (Fig. 2). This period corresponds to an extensional episode in northern Gondwana (Alvaro *et al.* 2007) during which the Taoudeni and Tindouf basins may have been separated by a threshold. The consistent Silurian record in each basin suggests that a sedimentary link between the two basins over the RR existed at that time (Fig. 2; Luning *et al.* 2000). The overlying Upper Palaeozoic formations are capped by an erosion surface which truncates either the Devonian or the Carboniferous sequence and is overlain by either Jurassic or Cretaceous strata. This unconformity has been extensively termed the Hercynian (or Variscan) unconformity (Boote, Clark-Lowes & Traut, 1998 as an example). The time interval that it represents can encompass other erosion events (for a discussion about the Hercynian unconformity, see Frizon de Lamotte *et al.* 2013). Hence, a substantial part of the sedimentary record may be absent in the Devonian–Carboniferous formations.

A recent study (Frizon de Lamotte *et al.* 2013) reports a Late Devonian thermal event associated with regional extension which is recorded all over the northern margin of Gondwana (from northern Africa to Arabia). This Devonian event appears to have been synchronous with the formation of various basement arches separated by wide intracontinental basins throughout this large region. It is particularly marked in the Anti-Atlas (Wendt, 1988; Baidder *et al.* 2008) and Bechar Basin (Frizon de Lamotte *et al.* 2013). Subsurface data reveal the existence of unconformities between Upper Devonian, or earlier series, and Carboniferous or later series. The relatively consistent thickness of the Devonian succession across the RR (Fig. 3c) suggests that a sedimentary threshold may have existed, which could account for the variations in subsidence and could result from this Upper Devonian event. Subsurface data are, however, still lacking to enable firm conclusions to be drawn about such an early structuring of the RR.

During the Variscan orogeny (spanning the Late Devonian to Late Carboniferous, with the main tectonic phase occurring during Visean/Westphalian; Michard *et al.* 2008), the RR was bounded by the Anti-Atlas to the north, the Ougarta Belt to the northeast and the Mauritanides Belt to the west (Fig. 1). The RR may have undergone flexural subsidence in front of these active orogenic systems that would imply the burial of the RR and heating. Such a scenario is in agreement with our FT data at the end of the Car-

boniferous, but challenges the ‘classical’ scenario of a Late Carboniferous exhumation of the RR (Bertrand-Sarfati *et al.* 1991; Haddoum, Guiraud & Moussine-Pouchkine, 2001; Guiraud *et al.* 2005), which mainly relies on the unconformity between the Carboniferous and Mesozoic–Cenozoic strata in the Tindouf Basin. The base of the Lower Cretaceous series in the Tindouf Basin, though poorly dated, confirms the existence of a huge hiatus between the Late Carboniferous and the Late Jurassic (i.e. from ~ 300 to ~ 150 Ma). Precise dating of the erosion events is then not possible. Moreover, a Variscan exhumation of the basement should have generated clastic sediments which do not exist or are not preserved in the neighbouring basins.

The existence of an ‘arch-and-basin’ structure already acquired at the end of Palaeozoic times is therefore uncertain, for the specific case of the RR. Cambrian–Ordovician and Upper Devonian configurations might have contributed to an early structuring of the RR, although the main episode could have occurred later.

5.b. Mesozoic scenario

The main result of model 2 (Fig. 5) is the indication of an Upper Jurassic/Lower Cretaceous cooling event. We will discuss the key arguments supporting this scenario, namely: (i) a dramatic facies transition from carbonate to clastic facies at the Jurassic–Cretaceous boundary on the Atlantic margin in the Tarfaya Basin, and (ii) the origin of these clastic deposits.

Lower Cretaceous sediments are represented by large amounts of ‘Continental Intercalaire’ (Killian, 1931) on the Saharan Platform (Guiraud *et al.* 2005). These deposits are considered to be Late Jurassic to Early Cretaceous in age (Furon, 1956), and are of detrital continental facies (red clays, sandstones and conglomerates). First defined in the northern Touareg Shield (Fig. 1a), they largely crop out in the Taoudeni Basin (Fig. 1b). Lateral equivalents occur in the Tindouf (Fabre, 2005, p. 428), and Tarfaya basins (Choubert, Faure-Muret & Hottinger, 1966). A large part of the offshore Lower Cretaceous sediments on the Atlantic margin in the Tarfaya Basin rests unconformably on the Upper Jurassic/Lower–Middle Berriasian limestones of the margin platform (P. LeRoy, unpub. Ph.D. thesis, Univ. Bretagne Occidentale, 1997). The Lower Cretaceous deposits in the Tarfaya Basin were deposited in a deltaic environment (Choubert, Faure-Muret & Hottinger, 1966; Martinis & Visintin, 1966; Einsele & von Rad, 1979), and can reach at least 2 km in thickness. They cut into the Tithonian and the Lower Berriasian carbonate platform (Abou Ali, Chellaie & Nahim, 2004). Moreover, stratigraphic correlations between wells (P. LeRoy, unpub. Ph.D. thesis, Univ. Bretagne Occidentale, 1997; Gouiza, 2011) suggest a Late Berriasian/Early Valanginian to Barremian age for the base of the Lower Cretaceous succession. These stratigraphic ages are fundamental to characterizing the

dynamics of the area, but data remain local and are difficult to extrapolate. Eastward in the onshore basin, the Lower Cretaceous deposits lie directly on the Reguibat basement (Fig. 1b). Moreover, in the southern part of the Zemmour (Fig. 1b), sedimentary studies on the Tan Tan Formation (Martinis & Visintin, 1966) identify an unconformity marked by a basal conglomerate followed by alternating clays, sandstones, gypseous and sandy marls, with few sandy limestone layers. The basal conglomerate and, indeed, the entire succession are poorly dated. In the Tan Tan area, the sequence is close to 1 km thick (Martinis & Visintin, 1966), but it thins towards the Reguibat Shield.

The basal conglomerate of the Tan Tan Formation contains pebbles of sedimentary rocks, typical of the Palaeozoic cover of the region (Martinis & Visintin, 1966), attesting that the Lower Cretaceous clastic rocks could be sourced from the erosion of the Palaeozoic cover that likely still existed over the RR during the Late Jurassic – Early Cretaceous. Our type cross-section (Fig. 3c) based on the thicknesses of the Upper Palaeozoic in the Taoudeni and Tindouf basins, suggests that a significant thickness of Palaeozoic cover probably still existed at that time on the RR. It provides a minimum thickness of 1.5–2 km for the Late Palaeozoic, which could be sufficient to explain the source of such huge deltaic systems on the Atlantic margin. Finally, the Leg 47 of the Ocean Drilling Project (well 397, 26° 50.7' N; 15° 10.8' W), offshore of the Moroccan margin, adds further constraints on the origin of the sediments. Some of the Lower Cretaceous levels drilled during this leg contain heavy minerals, such as garnet, which could have only been derived from a Precambrian basement source (Einsele & von Rad, 1979), after the erosion of the Palaeozoic cover. Moreover, a recent provenance analysis for the Lower Cretaceous clastic rocks (Ali, 2012), based on zircon ages, shows an Archaean signature, which could only come from the western Reguibat basement, since the oldest rocks in the Anti-Atlas belt are Proterozoic in age.

At a larger scale, the volume of detrital sediments deposited during the Mesozoic has been estimated on the West African margin by Helm (2009), who showed a significant increase during the initial stages of the Early Cretaceous followed by a decrease in the Late Cretaceous. Erosion of old basement could have occurred not only on the RR but also from Precambrian inliers in the Anti-Atlas (Gouiza, 2011; Sehrt *et al.* 2012). The RR is, however, likely to be the dominant source for these clastic rocks and might testify to a rapid uplift of the RR, quickly exhuming the basement after erosion of the Palaeozoic cover.

Overall, the unconformity associated with the sharp facies transition between the Jurassic carbonate platform and the widespread deltaic complex, coupled to the evidence of Palaeozoic cover erosion, the likely origin of the sediments and our new thermochronological data, indicates that a major exhumation event occurred during the Late Jurassic / Early Cretaceous.

5.c. Consequences

5.c.1. Timing

Modelling gives us a consistent panel of time–temperature paths to estimate the timing of this Late Jurassic – Early Cretaceous event. We consider a time interval of about 50 Ma during which the temperature dropped from 100–120 °C to 20–40 °C resulting from strong uplift and erosion of the RR. However, the timing of the huge amount of detrital sediments created by this erosion is still problematic. As we already noted, the sharp transition occurs regionally between Upper Jurassic carbonates and Lower Cretaceous sandstones, though small pulses of clastic sedimentation are locally recorded in the Late Jurassic (Abou Ali, Chellaie & Nahim, 2004). We have to put together (1) the sharp transition from carbonate platform to deltaic environment and (2) the tremendous detrital input during the Early Cretaceous. These observations are not consistent with our modelling data, which suggest that continuous cooling starting at the end of the Jurassic and continued through the Early Cretaceous. How can we explain the delay of this detrital input? Given that samples were taken at similar elevations (Table 1), challenging the rate of exhumation with our thermochronological data is not possible (Braun, 2002). We propose that the detrital flux was triggered when a sufficient relief was established. The fact that very few transitional facies are recorded can be attributed to a reworking of the earliest deposits. The continuous cooling during a few million years would lead us to expect important sediment accumulations, but the occurrence of basal conglomerates in the Lower Cretaceous level makes a slow and long-term uplift problematic. Indeed, the existence of these conglomerates suggests a quite dramatic beginning to the depositional phase.

Eustatic variations during Mesozoic times provide an alternative hypothesis: from the Late Jurassic to the Late Cretaceous, sea-level was mainly rising up, punctuated by occasional lowstand events in the Lower Cretaceous (Haq, Hardenbol & Vail, 1987; Miller *et al.* 2005). The WAC Atlantic margin recorded this rise in sea-level during the Late Jurassic in the ongoing aggradation of the platform, whereas at the same time, exhumation of the RR is thought to have begun: the rising sea-level was partly counteracted by the exhumation. There was an abrupt fall in sea-level at the beginning of the Early Cretaceous (Haq, Hardenbol & Vail, 1987) while exhumation was continuing. The coupling of these two events could be responsible for triggering the massive detrital input in the earliest stages of the Early Cretaceous, which then progressively decreased until the Aptian (Helm, 2009).

5.c.2. Correlations with Mesozoic geodynamic events

During the Late Jurassic and the Early Cretaceous, Africa was moving eastwards with respect to Europe, surrounded by ocean ridges (Guiraud *et al.* 2005). The Early Cretaceous is characterized by a period of

generalized uplift in northwest Africa. The Anti-Atlas (Ruiz *et al.* 2011; Oukassou *et al.* 2013) as well as the Atlantic margin (Gouiza, 2011; Sehart *et al.* 2012) and the Mesetas in central Morocco (Ghorbal *et al.* 2008; Frizon de Lamotte *et al.* 2009; Saddiqi *et al.* 2009; Bertotti & Gouiza, 2012) all underwent important uplift with significant (kilometre-scale) exhumation, the origin of which is still debated.

The close location of the rift shoulder of the Central Atlantic could seemingly explain the uplift, although the rifting is much older than the Early Cretaceous for this segment of the Atlantic, i.e. Late Triassic to Early Jurassic in age (Sahabi, Aslanian & Olivet, 2004; Labails *et al.* 2010). Then, significant deformations affected the eastern boundary of the WAC at the end of the Early Cretaceous (110 Ma), known as the Austrian phase (Boudjema, 1987). This phase corresponds to an E–W shortening and is expressed by folds with N–S axes in the Sahara basins but has not yet been recognized in the WAC. Contemporaneously with this tectonic activity, sporadic alkaline igneous activity occurred on peri-Atlantic continental margins such as the Richat structure close to the Reguibat Shield (Fig. 1b; Matton & Jébrak, 2009). Finally, the convergence between Europe and Africa began later during the Santonian, and is recorded by frequent hiatuses or unconformities in the Atlas system (Frizon de Lamotte *et al.* 2009) and compressional structures with inversion around the WAC, for example in Benue (Nigeria) (Guiraud & Bosworth, 1997; Rosenbaum, Lister & Duboz, 2002; Guiraud *et al.* 2005).

The Lower Cretaceous event proposed in this study occurs during a ‘quiescent’ period, so a new mechanism is required to account for this regional uplift. Shallow-seated thermal mantle processes, such as edge-driven convection (Missenard & Cadoux, 2012), could be responsible for this kind of event, or deeper mantle processes, generating dynamic topography (Braun, 2010; Flowers *et al.* 2012).

6. Conclusions

The first low-temperature thermochronology data were produced on basement rocks of the central RR. We compare two possible scenarios for the uplift of the shield: (1) slow and regular cooling during the Meso-Cenozoic and (2) rapid cooling between the Late Jurassic – Early Cretaceous. Published geological constraints, a new geometry for the southern flank of the Tindouf Basin built from surfacing of Upper Palaeozoic layers and our FT results imply that a major event occurred during Meso-Cenozoic times, and specifically at the Jurassic/Cretaceous transition. In this scenario, we assume that Upper Carboniferous Variscan events cannot account for the present basin-and-arch architecture.

The pre-Variscan history is still poorly constrained. Indeed, an earlier structuring of the RR is also possible during the Cambrian–Ordovician as well as the Late Devonian. However, the Late Palaeozoic is character-

ized by temperatures above 110 °C which are thought to result from the deposition of a thick sedimentary cover over the RR.

We identify a major denudation event of the basement during the Early Cretaceous, which is the visible effect of an uplift probably triggered a few million years earlier, the mechanism of which remains to be ascertained. This Early Cretaceous event fed a huge palaeodelta, mainly transporting the eroding cover of the basement of the Reguibat Shield towards the Central Atlantic.

The northern WAC could be thoroughly affected by this event, as it affects both the Atlantic Moroccan margin and the Anti-Atlas bounding the craton (Gouiza, 2011; Oukassou *et al.* 2013).

Acknowledgements. We would like to thank D. Lahondère, D. Thieblemont (BRGM) for providing us with the samples used in thermochronology analysis, and Rosella Pinna for the processing of (U–Th)/He samples.

References

- ABOU ALI, N., CHELLAIE, E. H. & NAHIM, M. 2004. Anatomie d’une marge passive hybride. Marge Ifni/Tan-Tan (sud du Maroc) au Mésozoïque: apports des données géophysiques. *Estudios Geológicos* **60**, 111–21.
- ALI, S. 2012. *Cretaceous to Quaternary siliciclastic sediments of the Tarfaya Basin, marginal Atlantic, SW Morocco: petrography, geochemistry, provenance, climate and weathering*. Ph.D. thesis, University of Kiel, Kiel, Germany, 145 pp. Published thesis.
- ALVARO, J., VENNIN, E., VILLAS, E., DESTOMBES, J. & VIZCAÍNO, D. 2007. Pre-Hirnantian (latest Ordovician) benthic community assemblages: controls and replacements in a siliciclastic-dominated platform of the eastern Anti-Atlas, Morocco. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **245**, 20–36.
- ARMITAGE, J. J. & ALLEN, P. A. 2010. Cratonic basins and the long-term subsidence history of continental interiors. *Journal of the Geological Society, London* **167**, 61–70.
- BAIDDER, L., RADDI, Y., TAHIRI, M. & MICHARD, A. 2008. Devonian extension of the Pan-African crust north of the West African Craton, and its bearing on the Variscan foreland deformation: evidence from eastern Anti-Atlas (Morocco). In *The Boundaries of the West African Craton* (eds N. Ennih & J.-P. Liégeois), pp. 453–65. Geological Society of London, Special Publication no. 297.
- BARBARAND, J., CARTER, A., WOOD, I. & HURFORD, T. 2003. Compositional and structural control of fission-track annealing in apatite. *Chemical Geology* **198**, 107–37.
- BERTOTTI, G. & GOUIZA, M. 2012. Post-rift vertical movements and horizontal deformations in the eastern margin of the Central Atlantic: middle Jurassic to Early Cretaceous evolution of Morocco. *International Journal of Earth Sciences* **101**, 2151–65.
- BERTRAND-SARFATI, J., MOUSSINE-POUCHKINE, A., AFFATON, P., TROMPETTE, R. & BELLION, Y. 1991. Cover sequences of the West African Craton. In *The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives* (eds R. D. Dallmeyer & J.-P. Lécroché), pp. 65–82. Springer-Verlag.

- BESSOLES, B. 1977. Géologie de l'Afrique. Le craton ouest africain. *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières* **88**, 1–402.
- BOOTE, D. R. D., CLARK-LOWES, D. D. & TRAUT, M. W. 1998. Palaeozoic petroleum systems of North Africa. In *Petroleum Geology of North Africa* (eds D. S. MacGregor, R. T. J. Moody & D. D. Clark-Lowes), pp. 7–68. Geological Society of London, Special Publication no. 132.
- BOUDJEMA, A. 1987. *Evolution structurale du bassin pétrolier 'triasique' du Sahara nord oriental (Algérie)*. Ph.D. thesis, Université Paris-sud, Paris, France, 290 pp. Published thesis.
- BRAUN, J. 2002. Quantifying the effect of recent changes on age-elevation relationships. *Earth and Planetary Science Letters* **200**, 331–43.
- BRAUN, J. 2010. The many surface expressions of mantle dynamics. *Nature Geoscience* **3**, 825–33.
- BURKHARD, M., CARITG, S., HELG, U., ROBERT-CHARRUE, R. & SOULAIMANI, A. 2006. Tectonics of the Anti-Atlas of Morocco. *Comptes Rendus Geosciences* **338**, 11–24.
- BURTNER, R. L., NIGRINI, A. & DONELICK, R. A. 1994. Thermochronology of lower Cretaceous source rocks in the Idaho–Wyoming thrust belt. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **78**, 1613–36.
- CHOUBERT, G. & FAURE-MURET, A. 1990. *Carte Géologique Internationale de l'Afrique, Commission for the Geological Map of the World*. Paris: CCGM & UNESCO.
- CHOUBERT, G., FAURE-MURET, A. & HOTTINGER, L. 1966. *Aperçu Géologique du Bassin Côtier de Tarfaya*. Notes et Mémoires du Service Géologique, Editions du Service Géologique du Maroc, 218 pp.
- DESTOMBES, J., HOLLARD, H. & WILLEFERT, S. 1985. Lower Palaeozoic rocks of Morocco. In *Lower Palaeozoic of North-Western and West-Central Africa* (ed. C. H. Hollard), pp. 91–336. Chichester, New York: Wiley & Sons.
- DEYNOUX, M., SOUGY, J. & TROMPETTE, R. 1985. Lower Palaeozoic rocks of West African craton and Western parts of Central Africa. In *Lower Palaeozoic Rocks North-Western and West-Central Africa* (ed. C. H. Hollard), pp. 337–495. Chichester, New York: Wiley & Sons.
- DILLON, W. P. & SOUGY, J. 1974. Geology of the West Africa and Canary and Cape Verde islands. In *The Ocean Basins and Margins* (eds N. Nairn & F. Stelhi), pp. 315–90. New York, London: Plenum Press.
- DOUVILLE, E., SALLÉ, E., FRANK, N., EISELE, M., PONS-BRANCHU, E. & AYRAULT, S. 2010. Rapid and accurate U–Th dating of ancient carbonates using inductively coupled plasma-quadrupole mass spectrometry. *Chemical Geology* **272**, 1–11.
- EINSELE, G. & VON RAD, U. 1979. Facies and paleoenvironment of Lower Cretaceous sediments at DSDP Site 397 and in the Aaiun Basin (Northwest Africa). In *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 47(1)* (eds U. von Rad, W. B. F. Ryan, M. A. Arthur, P. Čepok, M. B. Cita, C. Cornford, L. Garifal, N. Hamilton, B. Lopatin, G. F. Lutze, F. W. McCoy, G. Mountain, M. Sarnthein, O. E. Weser, J. K. Whelan & F. H. Wind), pp. 559–77. Washington: U.S. Government Printing Office.
- EL KHATIB, J. 1995. *Etude structural et stratigraphique d'un segment de la marge continentale atlantique sud-marocaine: le bassin de Tarfaya-Laâyoune*. Ph.D. thesis, Université de Nice, Sophia-Antipolis, Nice, France, 263 pp. Published thesis.
- FABRE, J. 2005. *Géologie du Sahara Occidental et Central*. Tervuren African Geoscience Collection, vol. 108. Musée Royal de l'Afrique Central, 572 pp.
- FABRE, J., ARNAUD-VANNEAU, A., BELHADJ, Z. & MONOD, T. 1996. Evolution des terrains méso-cénozoïques d'une marge à l'autre du craton ouest africain, entre le Tanezrouft (Algérie) et l'Adrar de Mauritanie. In *Géodynamique du Craton Ouest Africain Central et Oriental: Héritage et Évolution Post-Panafricains* (eds L. Bitam & J. Fabre), pp. 187–229. Mémoires du Service Géologique de l'Algérie, 8. Boumerdès: Service géologique de l'Algérie.
- FABRE, J. & MOUSSINE-POUCHKINE, A. 1971. Régressions et transgressions permo-carbonifères sur le nord-ouest de la plate-forme africaine; épirogénèse ou variation eustatique? *Bulletin de la Société Géologique de France* **7** (13), 140–5.
- FEINSTEIN, S., KOHN, B., OSADETZ, K., EVERITT, R. & O'SULLIVAN, P. 2009. Variable Phanerozoic thermal history in the Southern Canadian Shield: evidence from an apatite fission track profile at the Underground Research Laboratory, Manitoba. *Tectonophysics* **475**, 190–9.
- FLOWERS, R. M., AULT, A. K., KELLEY, S. A., ZHANG, N. & ZHONG, S. 2012. Epeirogeny or eustasy? Paleozoic–Mesozoic vertical motion of the North American continental interior from thermochronometry and implications for mantle dynamics. *Earth and Planetary Science Letters* **317–318**, 436–45.
- FRIZON DE LAMOTTE, D., LETURMY, P., MISSENAUD, Y., KHOMSI, S., RUIZ, G., SADDIQI, O., GUILLOCHEAU, F. & MICHARD, A. 2009. Mesozoic and Cenozoic vertical movements in the Atlas system (Algeria, Morocco, Tunisia): an overview. *Tectonophysics* **475**, 9–28.
- FRIZON DE LAMOTTE, D., SAINT BÉZAR, B., BRACÈNE, R. & MERCIER, E. 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics* **19**, 740–61.
- FRIZON DE LAMOTTE, D., TAVAKOLI-SHIRAZI, S., LETURMY, P., AVERBUCH, O., MOUCHOT, N., RAULIN, C., LEPARMENTIER, F., BLANPIED, C. & RINGENBACH, J.-C. 2013. Evidence for Late Devonian vertical movements and extensional deformation in northern Africa and Arabia: integration in the geodynamics of the Devonian world. *Tectonics* **32**, 107–22.
- FURON, R. 1956. *Lexique Stratigraphique International. Vol. IV. Afrique. Fasc. 2 Sahara, Afrique Occidentale Française et Portugaise*. Paris: CNRS, 77 pp.
- GALBRAITH, R. F. & LASLETT, G. M. 1993. Statistical models for mixed fission track ages. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements* **21**, 459–80.
- GASQUET, D., ENNIH, N., LIEGEOIS, J. P., SOULAIMANI, A. & MICHARD, A. 2008. The Pan-African Belt. In *Continental Evolution: The Geology of Morocco. Structure, Stratigraphy, and Tectonics of the Africa-Atlantic-Mediterranean Triple Junction* (eds A. Michard, A. Chalouan & O. Saddiqi), pp. 33–64. Lecture Notes in Earth Sciences, 116. Springer-Verlag.
- GEVIN, P. 1960. Etudes et reconnaissances géologiques sur l'axe cristallin Yetti-Eglab et ses bordures sédimentaires (1ère partie: bordures sédimentaires). *Service de la carte géologique de l'Algérie* **23**, 300 pp.
- GHORBAL, B., BERTOTTI, G., FOEKEN, J. & ANDRIESEN, P. 2008. Unexpected Jurassic to Neogene vertical movements in 'stable' parts of NW Africa revealed by low temperature geochronology. *Terra Nova* **20**, 355–63.
- GLEADOW, A. J. W. & DUDDY, I. R. 1981. A natural long-term track annealing experiment for apatite. *Nuclear Tracks* **5**, 169–74.
- GOUIZA, M. 2011. *Mesozoic source-to-sink systems in NW Africa: Geology of vertical movements during the birth and growth of the Moroccan rifted margin*. Ph.D. thesis,

- VU University Amsterdam, The Netherlands, 170 pp. Published thesis.
- GUERRAK, S. 1989. Time and space distribution of Palaeozoic oolitic ironstones in the Tindouf Basin, Algerian Sahara. In *Phanerozoic Ironstones* (eds T. P. Young & G. Taylor), pp. 197–212. Geological Society of London, Special Publication no. 46.
- GUIRAUD, R. & BOSWORTH, W. 1997. Senonian basin inversion and rejuvenation of rifting in Africa and Arabia: synthesis and implications to plate-scale tectonics. *Tectonophysics* **282**, 39–82.
- GUIRAUD, R., BOSWORTH, W., THIERRY, J. & DELPLANQUE, A. 2005. Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa: an overview. *Journal of African Earth Sciences* **43**, 83–143.
- HADDOM, H., GUIRAUD, R. & MOUSSINE-POUCHKINE, A. 2001. Hercynian compressional deformations of the Ahnet–Mouydir Basin, Algerian Saharan Platform: far-field stress effects of the Late Palaeozoic orogeny. *Terra Nova* **13**, 220–6.
- HAQ, B., HARDENBOL, J. & VAIL, M. 1987. The chronology of fluctuating sea level since the Triassic. *Science* **235**, 1156–67.
- HELM, C. 2009. *Quantification des flux sédimentaires anciens à l'échelle d'un continent: le cas de l'Afrique au Méso-Cénozoïque*. Ph.D. thesis, Université de Rennes-1, Rennes, France, 364 pp. Published thesis.
- HURFORD, A. J. 1990. Standardization of fission track dating calibration: recommendation by the Fission Track Working Group of the I.U.G.S. Subcommittee on Geochronology. *Chemical Geology* **80**, 171–8.
- HURFORD, A. J. & GREEN, P. F. 1983. The Zeta age calibration of fission-track dating. *Chemical Geology* **41**, 285–317.
- KETCHAM, R. A., CARTER, A., DONELICK, R. A., BARBARAND, J. & HURFORD, A. J. 2007. Improved modelling of fission-track annealing in apatite. *American Mineralogist* **92**, 799–810.
- KETCHAM, R. A., GAUTHERON, C. & TASSAN-GOT, L. 2011. Accounting for long alpha-particle stopping distances in (U–Th–Sm)/He geochronology: refinement of the baseline case. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **75**, 7779–91.
- KILLIAN, C. 1931. Des principaux complexes continentaux du Sahara. *Compte Rendu Sommaire des séances de la Société Géologique de France* **186**, 109–11.
- KRAML, M., PIK, R., RAHN, M., SELBEKK, R., CARIGNAN, J. & KELLER, J. 2006. A new multi-mineral age reference material for 40Ar/39Ar, (U–Th)/He and fission track dating methods: the Limberg t3 Tuff. *Geostandards and Geoanalytical Research* **30**, 73–86.
- LABAILS, C., OLIVET, J.-L., ASLANIAN, D. & ROEST, W. R. 2010. An alternative early opening scenario for the Central Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters* **297**, 355–68.
- LEGRAND-BLAIN, M. & PERRET-MIROUSE, M. F. 2000. Brachiopodes et Conodontes carbonifères du bassin de Taoudenni (Mali, Afrique de l'Ouest): biostratigraphie et paléogéographie. *Travaux de l'Institut Scientifique de Rabat, série géologie, géographie physique* **20**, 92–107.
- LUGER, P. 2003. Paleobiogeography of late Early Cretaceous to Early Paleocene marine Ostracoda in Arabia and north to Equatorial Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **196**, 319–42.
- LUNING, S., LOYDELL, D. K., SUTCLIFFE, O., AIT SALEM, A., ZANELLA, E., CRAIG, J. & HARPER, D. A. T. 2000. Silurian–Lower Devonian black shales in Morocco: which are the organically richest horizons? *Journal of Petroleum Geology* **23**, 293–311.
- MARTINIS, B. & VISINTIN, V. 1966. Données géologiques sur le bassin sédimentaire côtier de Tarfaya. In *Sedimentary Basins of the African Coasts, Part 1: Atlantic Coast* (ed. D. Reyre), pp. 13–26. Paris: Association des Services Géologiques Africains.
- MATTON, G. & JÉBRAK, M. 2009. The Cretaceous Peri-Atlantic Alkaline Pulse (PAAP): deep mantle plume origin or shallow lithospheric break-up? *Tectonophysics* **469**, 1–12.
- MCDOWELL, F. W., MCINTOSH, W. C. & FARLEY, K. A. 2005. A precise 40Ar–39Ar reference age for the Durango apatite (U–Th)/He and fission-track dating standard. *Chemical Geology* **214**, 249–63.
- MICHARD, A., HOEPFFNER, A., SOULAIMANI, A. & BAIDDER, L. 2008. The Variscan belt. In *Continental Evolution: The Geology of Morocco. Structure, Stratigraphy, and Tectonics of the Africa–Atlantic–Mediterranean Triple Junction* (eds A. Michard, A. Chalouan & O. Saddiqi), pp. 65–132. Lecture Notes in Earth Sciences, 116. Springer-Verlag.
- MILLER, K. G., KOMINZ, M. A., BROWNING, J. V., WRIGHT, J. D., MOUNTAIN, G. S., KATZ, M. E., SUGARMAN, P. J., CRAMER, B. S., CHRISTIE-BLICK, N. & PEKAR, S. F. 2005. The Phanerozoic record of global sea-level change. *Science* **310**, 1293–8.
- MISSENARD, Y. & CADOUX, A. 2012. Can Moroccan Atlas lithospheric thinning and volcanism be induced by edge-driven convection? *Terra Nova* **24**, 27–33.
- MONOD, T. 1952. *L'Adrar Mauritanien*. Dakar: Publications de la Direction des Mines A.O.F., 452 pp.
- OUKASSOU, M., SADDIQI, O., BARBARAND, J., SEBTI, S., BAIDDER, L. & MICHARD, A. 2013. Post-Variscan exhumation of the Central Anti-Atlas (Morocco) constrained by zircon and apatite fission-track thermochronology. *Terra Nova* **25**, 151–9.
- PERRIN, M., ELSTON, D. & MOUSSINE-POUCHKINE, A. 1988. Paleomagnetism of Proterozoic and Cambrian strata, Adrar de Mauritanie, Cratonic West Africa. *Journal of Geophysical Research* **93**, 2159–78.
- PEUCAT, J.-J., CAPDEVILA, R., DRARENI, A., MAHDJOU, Y. & KAHOU, M. 2005. The Eglab massif in the West African Craton (Algeria), an original segment of the Eburnean orogenic belt: petrology, geochemistry and geochronology. *Precambrian Research* **136**, 309–52.
- RANKE, U., VON RAD, U. & WISSMANN, G. 1982. Stratigraphy, facies and tectonic development of the on- and off-shore Aaiun–Tarfaya basin – a review. In *Geology of the Northwestern African Continental Margin* (ed. U. von Rad), pp. 86–105. New York: Springer-Verlag.
- ROSENBAUM, G., LISTER, G. S. & DUBOZ, C. 2002. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics* **359**, 117–29.
- RUIZ, G. M. H., SEBTI, S., NEGRO, F., SADDIQI, O., FRIZON DE LAMOTTE, D., STOCKLI, D., FOEKEN, J., STUART, F., BARBARAND, J. & SCHAEER, J.-P. 2011. From central Atlantic continental rift to Neogene uplift – western Anti-Atlas (Morocco). *Terra Nova* **23**, 35–41.
- SADDIQI, O., EL HAIMEIR, F.-Z., MICHARD, A., BARBARAND, J., RUIZ, G. M. H., MANSOUR, E. M., LETURMY, P. & FRIZON DE LAMOTTE, D. 2009. Apatite fission-track analyses on basement granites from south-western Meseta, Morocco: paleogeographic implications and interpretation of AFT age discrepancies. *Tectonophysics* **475**, 29–37.
- SAHABI, M., ASLANIAN, D. & OLIVET, J. L. 2004. Un nouveau point de départ pour l'histoire de l'Atlantique central. *Comptes Rendus Geoscience* **336**, 1041–52.

- SAHAGIAN, D. 1988. Epeirogenic motions of Africa as inferred from Cretaceous shoreline deposits. *Tectonics* **7**, 125–38.
- SEHRT, M., GLASMACHER, U. A., STOCKLI, D. F., KLUTH, O. & JABOUR, H. 2012. Variscan to Neogene thermal and exhumation history at the Moroccan passive continental margin assessed by low temperature thermochronology. *Geophysical Research Abstracts* **14**, EGU2012-5866.
- SOUGY, J. 1959. Les formations crétacées du Zemmour Noir (Mauritanie septentrionale). *Bulletin de la Société Géologique de France* **7**, 166–82.
- SOUGY, J. 1964. *Les formations paléozoïques du Zemmour noir (Mauritanie septentrionale). Etude stratigraphique, pétrographique et paléontologique*. Ph.D. thesis, 1961. Annales de la Faculté Scientifique, Université de Dakar, 15. Published thesis.
- VILLEMUR, J. R. 1967. Reconnaissance géologique et structurale du Nord du bassin de Taoudenni (Mauritanie). *Mémoires du Bureau de la Recherche Géologique et Minière* **51**, 151 pp.
- VILLENEUVE, M., BELLON, H., EL ARCHI, A., SAHABI, M., REHAULT, J. P., OLIVET, J. L. & AGHZER, A. M. 2006. Evenements Panafricains dans l'Adrar Souttouf (Sahara marocain). *Comptes Rendus Geoscience* **338**, 359–67.
- WENDT, J. 1988. Facies pattern and paleogeography of the Middle and Late Devonian in the Eastern Anti-Atlas (Morocco). *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoirs* **14**, 467–80.
- WENDT, J., KAUFMANN, B., BELKA, Z. & KORN, D. 2009. Carboniferous stratigraphy and depositional environments in the Ahnet Mouydir area (Algerian Sahara). *Facies* **55**, 443–72.
- ZOUHRI, S., KCHIKACH, A., SADDIQI, O., EL HAÏMER, F. Z., BAIDDER, L. & MICHARD, A. 2008. The Cretaceous-Tertiary plateaus. In *Continental Evolution: The Geology of Morocco. Structure, Stratigraphy, and Tectonics of the Africa-Atlantic-Mediterranean Triple Junction* (eds A. Michard, A. Chalouan & O. Saddiqi), pp. 331–58. Lecture Notes in Earth Sciences, 116. Springer-Verlag.